HIDROMETEOROLOŠKA TEHNIČKA ŠKOLA

Igor Delijanić, dipl. meteorolog

OSNOVI METEOROLOGIJE

BEOGRAD, 1976.

S A D R Ž A J

GLAVA 4. BILANS TOPLOTE I REŽIM TEMPERATURE POVRŠINSKOG SLOJA ZEMLJE I ATMOSFERE

GLAVA 5. VAZDUŠNI PRITISAK

GLAVA 6. VAZDUŠNA STRUJANJA

GLAVA 7. KRUŽENJE VODE U SISTEMU ATMOSFERA - ZEMLJINA POVRŠINA

GLAVA 8. ELEKTRIČNE POJAVE U ATMOSFERI

GLAVA 9. SVETLOSNE POJAVE U ATMOSFERI

PREDGOVOR

Udžbenik Osnovi meteorologije namenjen je prvenstveno učenicima meteorološkog odseka Hidrometeorološke tehničke škole, koji osnovna znanja iz nauke o vremenu dobijaju u toku prve dve godine svog školovanja.

U kompoziciju i sadržinu udžbenika ugradjeno je preko 20 godina autorovog iskustva kao predavača iz predmeta meteorologija i predmeta klimatologija u Hidrometeorološkoj tehničkoj školi. U toku tog dosta dugog perioda nastavno-pedagoškog rada pored svoje redovne dužnosti u Hidrometeorološkoj službi SFRJ , autor je imao mogućnosti da stekne značajno iskustvo kakav je način izlaganja u pismenoj formi najpristupačniji učenicima koji dolaze u Hidrometeorološku tehničku školu sa različitim nivoom predznanja i pripreme za logička fizička razmišljanja i povezivanja složenih i raznovrsnih prirodnih procesa u atmosferi. To mu je omogućilo da uoči koje delove gradiva učenici teže savladjuju sa punim razumevanjem.

U pisanju ovog udžbenika autor se rukovodio i time što udžbenike za Hidrometeorološku tehničku školu koristi znatan broj onih koji u njoj vanredno polažu ispite, a takodje i oni koji se za meteorologiju kao nauku interesuju iz neprofesionalnih razloga.

Sve to je uslovilo potrebu da se pojedini delovi udžbenika obrade nešto opširnije, tj. da se u njima daju šira objašnjenja i primeri. Na taj način se želelo da se omogući da gradivo u udžbeniku lakše savladjuju i oni koji se prvi put susreću sa meteorološkim pojavama i procesima u atmosferi i u površinskom sloju Zemlje. Pri tome se mislilo posebno na one koji nemaju mo-

gućnosti da čuju i vide tumačenja atmosferskih pojava i procesa na časovima redovne nastave u Hidrometeorološkoj tehničkoj školi.

Nešto veća obimnost udžbenika je uslovljena i nekim glavama koje se uglavnom nisu pojavljivale u sličnim udžbenicima u nas (glave 8 i 9). Materija koja je data u tim glavama je predvidjena programom Hidrometeorološke tehničke škole i ona je nesumnjivo neophodna za potpunije poznavanje atmosfere i zbivanja u njoj. Ovo tim pre što sadržina ovog udžbenika predstavlja osnovu za razumevanje i savladjivanje gradiva iz svih ostalih meteoroloških predmeta.

U pojedinim delovima udžbenika ima izvesnih manjih ponavljanja odredjenih procesa i pojava koji su u prethodnim ili docnijim glavama objašnjeni u punom obimu. Takodje je korišćen i metod pozivanja na druge glave, paragrafe i podparagrafe. Sve to je činjeno da bi se fizičko-meteorološki procesi i pojave medjusobno postepeno povezivali i da bi se na taj način ukazalo na uzajamnost i uzročnost njihovih uticaja i posledica.

Radi lakšeg razumevanja nekih zbivanja u atmosferi, kao i njihovih uticaja, u nekim glavama posvećena je posebna pažnja fizičko-meteorološkim eksperimentima. To je učinjeno i da bi se ukazalo i na takve mogućnosti istraživanja atmosferskih zbivanja.

Na kraju potrebno je istaći da je autor, zbog svog ličnog stručnog interesovanja, kao i rada u Hidrometeorološkoj službi SFRJ, imao mogućnosti da kroz stručnu literaturu i na brojnim medjunarodnim sastancima prati savremena dostignuća meteorologije. To mu je omogućilo da u znatnoj meri osavremeni ovaj udžbenik u odnosu na svoja skripta iz meteorologije, koja je u 1957. godini takodje izdala Hidrometeorološka tehnička škola.

Autor oseća obavezu da se na kraju zahvali stručnim recenzentima dr. Marku Milosavljeviću i dr. Djuri Radinoviću i jezičkom redaktoru Selmi Čolović, koji su svojim punim angažovanjem u recenziji i redakciji doprineli kvalitetu ovog udžbenika.

Takodje, autor se zahvaljuje i Miloradu Kotlajiću, direktoru Hidrometeorološke tehničke škole koji je izuzetnim zalaganjem i inicijativom u velikoj meri doprineo stvaranju mogućnosti za izdavanje ovog udžbenika.

Igor Delijanić, dipl. meteorolog

GLAVA 1

POJAM O METEOROLOGIJI

Meteorologija, zajedno sa hidrologijom, okeanografijom, seizmologijom i naukom o Zemljinom magnetizmu, spada u grupu geofizičkih nauka, tj. onih nauka koje se bave proučavanjem fizičkih pojava na Zemlji. Za meteorologiju se može reći da je nauka koja se bavi istraživanjima atmosfere i tumačenjima svih vremenskih pojava i procesa koji se zbivaju u njoj, pa je zbog toga nazivaju i naukom o vremenu. S obzirom da primenjuje dostignuća fizike u tumačenju ovih, u stvari, fizičkih pojava i procesa, meteorologija se može smatrati fizikom atmosfere. Naziv ove nauke proizašao je iz kombinacije grčkih reči Meta=okolo; Eora=videti; Logos=nauka, što znači nauka o onom što se vidi okolo i gore, odnosno dešava u atmosferi.

Mnogi meteorologiju smatraju veoma mladom naukom, uzimajući u obzir da ona nije tako davno postala samostalna nauka, a verovatno i zbog toga što je najveća dostignuća postigla krajem XIX i u toku XX veka. Medjutim, njen razvoj obuhvata veoma dug period istorije čovečanstva.

1.1. KRATAK ISTORIJAT RAZVOJA METEOROLOGIJE

Nesumnjivo da se čovekov interes za zbivanja u atmosferi javio već u doba kada se on kao biće pojavio na Zemlji. Kod tih praljudi razne prirodne pojave stihijskog karaktera izazivale su strah. S obzirom na njihov stupanj razvoja, oni ih nisu mogli drugačije shva-

tati, izuzev kao dejstvo nekih viših natprirodnih sila ili bića, u čijoj se vlasti nalazi njihov život i opstanak. Takvo verovanje o natprirodnim uzrocima pojava, kao što su: kiša, sneg, grad, grmljavina, oblaci, magla i vetar, zadržalo se u veoma dugom periodu istorije čovečanstva. Ono čak i danas postoji kod nekih primitivnih naroda i ljudi. Oni veruju da su vremenske pojave izazvane dobrom voljom ili gnevom nekog boga, duha, vile itd. Zbog takvog verovanja prvi bogovi svih starih naroda bili su bogovi Sunca i Meseca, groma, munje, vetra i mora. Tako su stari Egipćani verovali u boga sunca Ozirisa, Stari Grci u boga mora Posejdona, Stari Sloveni u tvorca munje Peruna itd.

Tokom vremena čovek je sve pažljivije posmatrao ono što se u prirodi zbiva, jer je postojao svesniji tesne veze izmedju tih zbivanja i svog života i delatnosti. Verovatno da je primetio prve zakonitosti u prirodi zapažajući pravilnu smenu dana i noći i smenu godišnjih doba. Ipak, veoma mnogo vremena je prošlo u procesu razvoja čovečanstva dok se nisu javila prva naučna tumačenja prirodnih pojava.

Prvi koraci u razvoju naučnog tumačenja atmosferskih pojava bili su zapisi starih naroda o vremenskim zbivanjima, koja su obično imala katastrofalne posledice. Ova prva meteorološka osmatranja drevnih naroda, a naročito onih koji su živeli na obalama Sredozemnog mora, dovela su i do prvih pokušaja tumačenja fizičkih uzroka ovih pojava. Posebno značajna dostignuća u ovom pravcu javila su se u antičkoj Grčkoj, pre svega u Atini.

Prvu knjigu sa opisom atmosferskih pojava i prvim pokušajima njihovog tumačenja napisao je jedan od najvećih naučnih umova svog doba, Aristotel (384-322 g. pre n.e.), pod nazivom "Meteorologica". U samom početku ovog dela Aristotel kaže: " .... ostaje da se razmotri još deo koji su raniji autori obično nazivali meteorologijom". Iz ovih reči zaključuje se da je nauka koja se bavi proučavanjem vremenskih pojava dobila svoje ime znatno pre Aristotela, i da je on za svoje delo verovatno koristio mnoga ranija osmatranja i beleženja pojava u atmosferi.

Aristotel je u svoje četiri knjige pisao, (pored drugih prirodnih pojava) o nizu meteoroloških pojava, kao što su padavine, vetrovi, munje i grom, o burama i vihorima, svetlosnim pojavama itd. Sadržina njegovog dela pokazuje da je on bio upoznat sa mnogim značajnim meteorološkim pojavama i da je pokušao da shvati procese njihovog obrazovanja, u čemu je za tadašnje stanje nauke imao velikog uspeha. Tako npr. on kaže: ".....tečnost (voda) koja zahvata Zemlju, isparava pod dejstvom sunčevih zrakova i toplote, koji dolaze odozgo, i uzdiže se gore .... Kada toplota, koja ju je podigla, oslabi ...... ohladjena para se spušta i ponovo postaje voda".

Aristotel je takodje, pored mnogih drugih veoma značajnih nagoveštaja o fizičkoj suštini atmosferskih pojava, postavio kamen temeljac nauke o vremenu, pišući o tesnoj vezi izmedju stanja vremena i pravca vetra.

Razvoj robovlasničkog sistema u Rimskoj imperiji u početku nove ere doveo je do zaostajanja u razvoju naučne misli, pa prema tome i u razvoju prirodnih nauka. Nauka je nastavila da se razvija na istoku, u slobodnim arapskim zemljama, Indiji, Kini i dr. Osim napretka u astronomiji, matematici i geografiji, ovi narodi su znatnu pažnju posvetili beleženju i razmatranju vremenskih pojava. Pri tome oni se nisu ograničavali samo na svoje zemlje, već i na zemlje, mora i okeane koje su u toku putovanja trgovci i moreplovci imali priliku da upoznaju. Nažalost, dostignuća nauke tih naroda su veoma malo poznata.

Zastoj u razvoju nauke uopšte, pa prema tome i nauke o vremenu, produžio se i na srednji vek. Pod uticajem crkve, a u cilju održavanja njene vlasti nad umom i životom ljudi, onemogućena je svaka naučna delatnost. Proučavanje i tumačenje prirodnih pojava sa naučne tačke gledišta bilo je najstrožije zabranjeno. Svaki drugačiji pokušaj tumačenja prirodnih pojava od onog koje je davala crkva, tj. da se radi o volji ili znacima božjim, bio je najsurovijim metodima sprečavan. U tome je primenjivano fizičko mučenje i oduzimanje života na najsvirepiji način. Aristotelova dela bila su čak zanemarena, ili ako su i prevodjena na latinski jezik, to je činjeno samo u cilju proučavanja njegovog spisateljskog rada (slika 1).

To doba, često nazivano zbog takvog stanja nauke doba srednjevekovnog mraka, bilo je veoma pogodno za razvoj kvazinaučnog učenja o mnogim prirodnim, pa i o atmosferskim pojavama. Tako npr. kao deo astrologije javila se astrometeorologija ili prirodna astrologija (Astrologia naturalis). Ljudi koji su se bavili astrometeorologijom pokušavali su da predvide razvoj vremena na osnovu položaja zvezda i drugih nebeskih tela. Ova kvazinauka, koja nesumnjivo nije doprinela razvoju meteorologije, održala se veoma dugo, sve do početka XVII veka. Jedina korist od nje je ta, što se u astrometeorološkim radovima, u prvo vreme retko, a kasnije sve češće, beležilo narodno iskustvo o javljanju vremenskih pojava.

Iz ovog doba takodje su značajni zapisi o vremenskim zbivanjima u letopisima, obično o onim koja su imala katastrofalne posledice. Prilog ovome su dali i veliki moreplovci tog doba, kao npr., Kolumbo. Oni su ostavili zapise o vremenskim prilikama na morima i u zemljama koje su posećivali ili osvajali.

Stagnacija u razvoju nauke trajala je sve do XVII veka. U XVII-om veku počinje period velikih naučnih otkrića, pa prema tome i početak nove istorije čovečanstva. Ovaj pe-



Tomus ſextus operum

ARISTOTELIS

STAGIRITAE,

PERIPATETICORVM PRINCIPIS,

Naturalis eam Phyloſophiæ adferens ſectionem,

QVAE AD METEOROLOGICORVM,

ſeu ſublimium corporum, & vegetabilium quidditates ſpecies, & paſsiones, Animalium vero Hiſtoriam, partes, & Inceſſum ſpectare dignoſcitur.

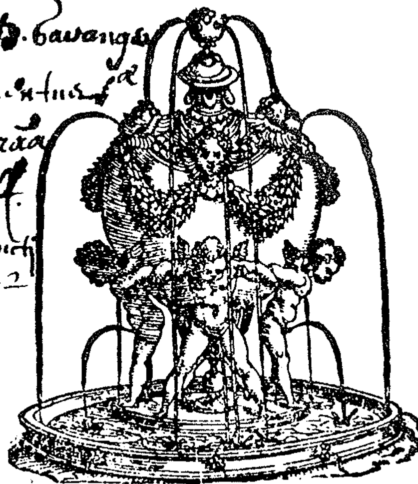
CVNCTA VSQVE AD EO CLARA, NITIDA,

Illuſtrata, diſtinctaq; prodeunt vt Ariſtotelem, Auerroemq; ipſum, viuentes hæc differere videatur.

QVAE HOC CLAVDVNTVR TOMO

ſequens indicat pagina.

Ex dono ... possidet Conventus Mariae de gratia ad Lutitiam ... tertij Ord. Sancti Joannis 1672 vulgo Pl...



Cum ſummi Pontificis, Gallorum Regis, Senatusq; Veneti decretis,

VENETIIS MDLX.

Slika 1. Naslovna strana jednog od latinskih izdanja Aristotelove "Meteorologice", štampane 1560. god. u Veneciji

riod, nazvan renesansa, doneo je i revoluciju u prirodnim naukama. Uporedo sa razvojem mnogih naučnih disciplina razvija se i fizika, a u okviru nje i nauka o atmosferi. Posebno je značajno što u to vreme počinje razvoj eksperimentalnih metoda u ispitivanju prirodnih pojava.

Na nagli razvoj nauke o atmosferi i atmosferskim pojavama posebno utiče otkriće niza instrumenata za merenje fizičkog stanja atmosfere. Ovi instrumenti omogućavaju da se zbivanja u atmosferi i promene njenih fizičkih osobina počinju sistematski pratiti i beležiti, i to više ne samo na osnovu vizuelnih osmatranja, već i direktnim merenjima.

Ogroman prilog usavršavanju načina i metoda istraživanja atmosfere i atmosferskih pojava, kao i njihova osnovna naučna tumačenja, dali su naučni umovi toga doba: Leonardo da Vinči, Galilej, Toričeli, Njutn, Paskal, Lajbnic, Vivijani, Bojl, Mariot, Bekon, Hajgens, Dekart i mnogi drugi.

Za eksperimentalnu nauku, a posebno za meteorologiju, nesumnjivo je najviše učinio znameniti naučnik Galilej. On je prvi dao ideju za konstrukciju instrumenta za merenje temperature vazduha i padavina. On je prvi ukazao i na to da vazduh ima težinu, te da prema tome vrši pritisak. Time je postavio osnovu savremenoj meteorologiji i omogućio skoru konstrukciju prvog barometra.

Konstrukcija prvih meteoroloških instrumenata u XVII veku i pojava u njegovoj drugoj polovini više teorija o nekim atmosferskim zbivanjima, zasnovanih na zakonima fizike, dovele su do veoma značajnog razvoja meteorologije u sledećem veku. U XVIII veku, pored značajnih teoretskih otkrića (npr. teorije vetrova koju je 1746. god. napisao francuski matematičar i fizičar Delamber, ili primena Njutnovih osnovnih zakona dinamike na tečnosti i gasove, koju je izvršio švajcarski matematičar i fizičar Ojler), počinju i prva sistematska meteorološka merenja i osmatranja. Sa njima se započinje u mnogim mestima Evrope i Amerike, a istovremeno se čine i prvi pokušaji za osnivanje mreže meteoroloških stanica.

Već u XIX veku meteorološka merenja i osmatranja vršila su se sistematski na znatnom broju stanica. U mnogim zemljama, a takodje i u našoj, uspostavljena je dobro organizovana mreža meteoroloških stanica.

U ovom veku, uporedo sa razvojem matematike i fizike, kao i sa razvojem meteoroloških merenja i osmatranja, teoretski su objašnjene mnoge atmosferske pojave. Ova objašnjenja predstavljaju novost u nauci o vremenu, ili pak usavršavanje ili pobijanje ranijih naučnih pogleda na suštinu zbivanja u atmosferi. Ovome nesumnjivo posebno doprinose fundamentalna otkrića fizike i matematike, kao što su Prvi i Drugi princip termodinamike i matematička definicija Koriolisove sile. Time je stvorena izvanredna naučna osnova na kojoj je počeo razvoj moderne meteorologije.

Uporedo sa razvojem nauke o vremenu, raslo je i saznanje o mogućnostima

praktične primene njenih dostignuća u svakodnevnom životu i radu. To je dovelo do organizovanja prvih meteoroloških službi u XIX veku a veoma brzo i do saznanja o potrebi medjunarodne saradnje na ovom polju. Naime, došlo se do zaključka da zbivanja u atmosferi prevazilaze ne samo državne, već i granice kontinenata i okeana. Ti novi pogledi o prirodi i dimenzijama atmosferskih procesa i pojava, kao i saznanje da je za brži razvoj nauke o vremenu i njene praktične primene neophodna stalna razmena naučnih dostignuća, doveli su do sazivanja prvog medjunarodnog meteorološkog kongresa u Beču 1873. god. Ovaj prvi medjunarodni skup predstavnika organizovanih meteoroloških službi i istaknutih naučnih radnika na polju proučavanja atmosfere dao je nov podstrek razvoju meteorologije kao posebne nauke.

Razvoju medjunarodne meteorološke saradnje, pa prema tome i razvoju meteorologije, veoma mnogo je doprinela i katastrofa ukotvljene francusko-engleske flote u Crnom moru, novembra 1854. god., za vreme krimskog rata. Tada je usled veoma snažne nepogode, praćene olujnim vetrom, potopljen ili oštećen znatan broj brodova. Francuski astronom i meteorolog Leverije utvrdio je da je ova nepogoda, u stvari atmosferski vrtlog (ciklon), prevalila put od Zapadne Evrope, preko Balkanskog poluostrva, do Crnog mora. On je tom prilikom ukazao da se ova katastrofa mogla izbeći da je vršena medjunarodna razmena rezultata meteoroloških merenja i osmatranja i da je postojala služba obaveštenja o ovakvim pojavama. Ubrzo posle toga, korišćenjem telegrafa, uspostavljena je stalna razmena meteoroloških informacija izmedju niza naprednih zemalja i time učinjen vanredno značajan korak u daljem razvoju meteorologije.

Stalan napredak prirodnih i tehničkih nauka, kao i matematike čija dostignuća koristi meteorologija, stvorio je mogućnost veoma brzog proučavanja atmosfere i vremenskih procesa i pojava u njoj krajem XIX veka, a naročito u XX veku.

Saznanje savremenog društva o vanredno velikom značaju zbivanja u atmosferi za njegovu delatnost i život, stavio je meteorologiju u red najznačajnijih nauka. Tome nesumnjivo veoma mnogo doprinose organizovane meteorološke službe i brojne naučne institucije u svetu koje se bave isključivo proučavanjem atmosfere. Značajan doprinos takvom razvoju pruža vanredno organizovana i uspešna medjunarodna saradnja na polju meteorologije, koja se ostvaruje posle II svetskog rata kroz Svetsku meteorološku organizaciju. Preko ove specijalizovane agencije Ujedinjenih nacija, čije su članice preko 130 zemalja sa organizovanom meteorološkom službom, ostvarena je razmena svih rezultata meteoroloških merenja i osmatranja iz nižih i viših slojeva atmosfere, kao i razmena svih naučnih dostignuća na polju proučavanja atmosfere.

Zahvaljujući svemu tome meteorologija danas postiže veoma dinamičan razvoj,

približavajući se sve brže njenom odavno postavljenom cilju - otkrivanju preostalih tajni u atmosferskim zbivanjima koje će omogućiti tačnija predvidjanja budućeg razvoja vremena.

Svakako da u ovom kratkom pregledu nije mogao biti prikazan do detalja ceo istorijat razvoja nauke meteorologije, niti su spomenuta sva značajna imena i njihova naučna dostignuća, koja su dovela meteorologiju do nivoa savremene i značajne nauke. Naročito nije namerno učinjena nepravda prema izvanrednim otkrićima i njihovim autorima iz novijeg doba. Mnogi detalji istorijskog razvoja meteorologije biće razmatrani kroz ostale glave ovog udžbenika ili kroz udžbenike iz posebnih grana meteorologije.

1.2. ZADACI I METODI METEOROLOGIJE

Iz prethodnog paragrafa moguće je sagledati većinu zadataka i ciljeva meteorologije i zbog toga o njima nije potrebno opširnije govoriti. Jasno je da ova nauka ima zadatak da istražuje sve vremenske, odnosno meteorološke procese i pojave u atmosferi i na Zemljinoj površini, da bi ih objasnila, tj. otkrila njihove uzroke javljanja. Osim toga njen zadatak je da naučna dostignuća praktično primeni u životu i radu ljudi. Naime, pored tačnijeg predvidjanja razvoja vremena, ne samo u kraćim već i dužim periodima, njen je zadatak da u saradnji sa drugim naukama umanji ili čak spreči štetno dejstvo pojedinih vremenskih pojava. Njen cilj je i da se omogući uticaj na atmosferska zbivanja tako da se ona odvijaju u najpozitivnijem pravcu za život i rad ljudi, odnosno da se uticajem čoveka postignu najpovoljnije vremenske i klimatske prilike.

Za razliku od fizike, koja je pretežno eksperimentalna nauka i čijim se zakonima meteorologija služi, njena istraživanja se obavljaju pretežno osmatranjima i merenjima, analizom ustanovljenih stanja atmosfere i pojava i procesa u njoj, i teorijskim razmatranjima. U mnogo manjoj meri ona primenjuje eksperimentalne metode.

Dok je za fizičara, osim teorijskih razmatranja, najvećim delom laboratorija mesto istraživačkog rada, za meteorologa je to atmosfera. U toj ogromnoj prirodnoj laboratoriji odrigravaju se bez prekida fizički procesi velikih razmera i snage, nezavisno od volje ili kontrole čoveka. Ti prirodni procesi su predmet istraživanja naučnika-meteorologa. Posmatranjem i analizom ovih procesa naučnik meteorolog potvrdjuje, menja, dopunjuje ili otkriva nove teorijske postavke o njihovim uzrocima.

Medjutim, ni eksperimentalni metod istraživanja atmosferskih procesa i meteoroloških pojava koje su njihova posledica nije stran meteorologiji. U razvoju savremene me-

teorologije on se sve više koristi. U laboratorijskim uslovima veštački se izazivaju mnoge atmosferske pojave i procesi, i na taj način se takodje otkriva način i uzroci njihovog postanka.

Danas se takodje, iako još u skromnim razmerama ali svakim danom sve više, vrše eksperimenti i u atmosferi. Tako se npr. vrše ozbiljni pokušaji u izazivanju ili sprečavanju nekih vremenskih pojava. Najznačajniji su eksperimenti koji se sastoje u dejstvovanju na oblake nekim hemijskim sredstvima, radi povećanja količine padavina ili sprečavanja pojave grada. Poznati su takodje pokušaji rasturanja magle, sprečavanje ili ublaženje pojave mraza i dr. Postignuti rezultati na ovom polju primene meteorologije nesumnjivo ohrabruju u verovanju da će čovek, pored upoznavanja razvoja i uzroka atmosferskih procesa i pojava, u budućnosti postati sposoban da menja vreme i klimu prema svojim potrebama.

1.3. PODELA METEOROLOGIJE

Razvoj meteorološke naučne misli i instrumentalne i druge tehnike kojima se meteorologija služi u istraživanjima atmosfere uslovio je njenu podelu na više grana. To su dinamička (teorijska) meteorologija, aerologija, sinoptička meteorologija, mikrometeorologija i klimatologija.

Ova podela ni u kom slučaju ne znači da se ove grane meteorologije razvijaju nezavisno jedna od druge. Sve one imaju mnogo zajedničkog i medjusobno se pomažu i dopunjuju, jer u jednoj grani mogu u velikoj meri da se primenjuju rezultati istraživanja i dostignuća drugih grana meteorologije. To je sasvim razumljivo, s obzirom da sve one proučavaju fizičke pojave u istoj sredini - atmosferi.

Dinamička meteorologija je grana meteorologije koja, primenjujući matematički metod i fizičke zakone, pretežno hidrodinamike i termodinamike, teoretski objašnjava atmosferske procese i pojave. Glavni cilj joj je pronalaženje metoda egzaktne prognoze vremena.

Aerologija se bavi istraživanjima fizičkih i hemijskih osobina viših slojeva atmosfere, tzv. slobodne atmosfere. Zbog toga je ponekad i nazivaju fizikom slobodne atmosfere.

Ova grana meteorologije veoma je mnogo napredovala poslednjih nekoliko decenija zahvaljujući razvoju modernih tehničkih sredstava i instrumenata za ispitivanje fizičkog stanja viših atmosferskih slojeva. Ta tehnička sredstva i instrumenti, kao što su radio-sonde

(uzdižuće i padajuće), trans-sonde, meteorološke sondažne rakete i dr., omogućili su da se prodre u najviše slojeve atmosfere i u velikoj meri upozna njihova struktura i sastav, fizički procesi u njima, kao i promena niza meteoroloških elemenata (temperature i vlažnosti vazduha, vazdušnog pritiska, brzine i smera vetra) u vertikalnom pravcu.

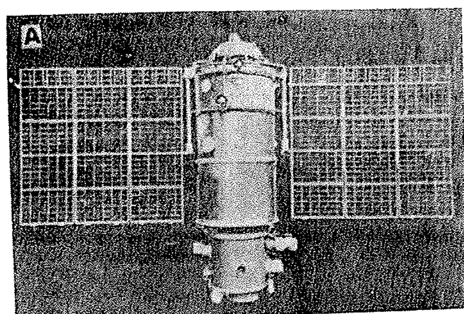
Mikrometeorologija se bavi proučavanjem fizičkog stanja i meteoroloških pojava u sloju vazduha koji se nalazi neposredno iznad Zemljine površine, u tzv. mikrosferi.

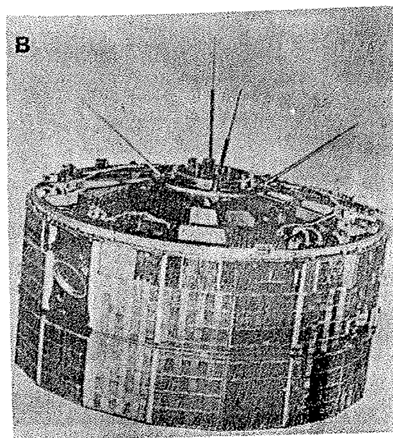
Grana meteorologije, koja uz klimatologiju ima najveću praktičnu primenu u životu i radu ljudi, jeste sinoptička meteorologija. Njen zadatak je da, koristeći dostignuća drugih grana meteorologije i svoja sopstvena, pronalazi naučne metode za predvidjanje razvoja atmosferskih procesa, i primenjuje ih u praksi kod izrade prognoze vremena za kraće i duže rokove.

Klimatologija ima za zadatak da proučava klimu na Zemlji, tj. srednje stanje atmosfere. Ona se bavi i istraživanjem uzroka postojećih klimatskih uslova i uslova koji su vladali u prošlosti, sa ciljem da se predvide kolebanja i promene srednjeg stanja atmosfere.

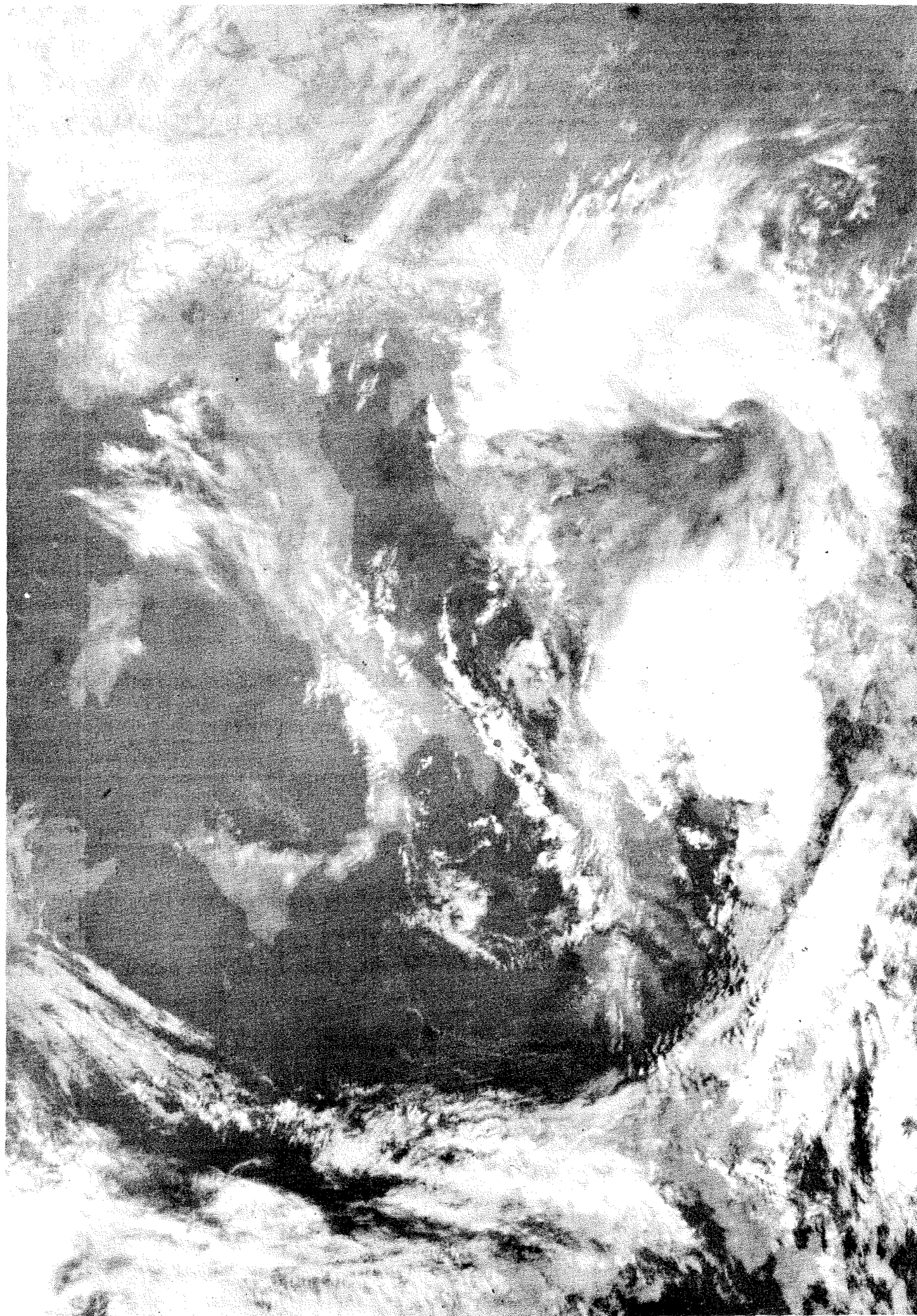
Sve veći broj meteoroloških satelita (slika 2) i sve savršenija tehnika kojom su oni opremljeni za posmatranje atmosferskih pojava i procesa i merenja fizičkog stanja atmosfere iz sasvim nove perspektive, jasno nagoveštava da je počeo razvoj nove grane meteorologije, tzv. satelitske meteorologije. Rezultati istraživanja postignuti merenjima i posmatranjima atmosfere "odozgo" (slika 3), uz primenu sasvim novih metoda analize podataka dobijenih na ovaj način, već danas imaju veliku primenu u mnogim granama meteorologije, a naročito u sinoptičkoj meteorologiji. Nesumnjivo da istraživanje atmosferskih procesa i pojava pomoću satelitske tehnike predstavlja revolucionarni skok u razvoju meteorologije i ostvarenju njenih zadataka.

S obzirom da se dostignuća meteorologije praktično primenjuju u skoro svim oblastima ljudskog rada i života, u novijem periodu razvoja ove nauke razvio se čitav niz njenih primljenih delat-





Slika 2. Izgled sovjetskog (A) i američkog (B) meteorološkog satelita



Slika 3. Satelitski snimak oblačnih sistema i Zemljine površine u zapadnom delu Mediterana, na Balkanskom poluostrvu i u Srednjoj Evropi (Snimak primljen u Centru za satelitsku meteorologiju francuske meteorološke službe u Lanionu).

nosti. Sve one imaju za cilj da se smanje štetne posledice meteoroloških pojava i da se maksimalno iskoriste pozitivne vremenske i klimatske prilike. Najznačajnije od njih su: vazduhoplovna meteorologija, pomorska ili maritimna meteorologija, poljoprivredna meteorologija ili agrometeorologija, urbano-gradjevinska meteorologija, biometeorologija i dr.

Ovako široka primena meteorologije sve više uslovljava formiranje njene nove grane, tzv. primenjene meteorologije.

1.4. METEOROLOŠKI ELEMENTI I POJAVE

Stanje atmosfere i procesi u njoj prikazuju se kompleksom kvantitativnih karakteristika koje se dobijaju neposrednim meteorološkim merenjima i osmatranjima. Te osnovne kvantitativne karakteristike atmosfere, bez čijeg poznavanja ne bi bilo moguće istraživanje vremenskih procesa u njoj, nazivaju se meteorološki elementi.

Glavni meteorološki elementi su: temperatura i vlažnost vazduha, vazdušni pritisak, brzina i smer vetra, oblačnost, padavine, vidljivost, Sunčevo i Zemljino zračenje i zračenje atmosfere, isparavanje, temperatura površinskih slojeva kopna i vode, visina i gustina snežnog pokrivača.

Meteorološke (atmosferske) pojave uslovljene su odredjenim fizičkim procesima, koji su praćeni izrazitim kvalitativnim promenama u stanju atmosfere. Postoji više grupa atmosferskih pojava u zavisnosti od fizičkih uzroka njihovog postanka, i to:

1. Hidrometeori - gde spadaju sve pojave koje su nastale kao posledica prelaska vode iz gasovitog stanja (vodene pare) u tečno (proces kondenzacije) i iz gasovitog i tečnog u čvrsto (proces sublimacije i mržnjenja) stanje. To su magla, tečne i čvrste padavine (kiša, sneg, grad, sugradica, rosa, slana, inje itd.).

2. Elektrometeori - čiji uzrok je atmosferski elektricitet ili bolje rečeno promene u električnom ili magnetnom polju Zemlje. To su munja, Elmova vatra i polarna svetlost.

3. Fotometeori su pojave koje nastaju kao posledica upijanja, odbijanja, prelamanja i savijanja Sunčevih svetlosnih zrakova pri prolasku kroz atmosferu. U tu grupu spadaju: halo, venac oko Sunca i Meseca, duga, fatamorgana (miraž) itd.

4. Litometeori - gde spadaju pojave koje su posledica prisustva raznih čvrstih čestica u atmosferi, kao napr. suva sumaglica ili čadjavina, i prašinske ili peščane oluje.

Kao posledica atmosferskih procesa, koji se menjaju po intenzitetu i vrsti, menja se fizičko stanje atmosfere, vremenski i prostorno, tj. u horizontalnom i vertikalnom pravcu. To znači da se menjaju vrednosti meteoroloških elemenata, a atmosferske pojave se javljaju i iščezavaju, tj. menja se ono što nazivamo vreme. Prema tome samo poznavanjem svih ovih kvantitativnih i kvalitativnih karakteristika u odredjenom momentu ili periodu, bez obzira kojim su atmosferskim procesom uslovljene, dolazi se do zaključka o fizičkom stanju atmosfere ili jednostavno o vremenu nad odredjenim mestom ili područjem.

S obzirom da svaki atmosferski proces karakterišu odredjene vrednosti meteoroloških elemenata i odredjene meteorološke pojave, njihovim stalnim merenjem i osmatranjem moguće je da se u svakom momentu ili periodu ustanovi o kakvom se procesu radi i da se prati njegov razvoj i delovanje.

Svi meteorološki elementi i pojave, uključujući osnovne uzroke njihovog javljanja, promena i iščezavanja, kao i karakteristike sredine čije fizičko stanje predstavlja ju--atmosfere-biće razmotreni u sledećim glavama ovog udžbenika.

GLAVA 2

STRUKTURA I SASTAV ATMOSFERE

U prošlosti, kada su ljudi sticali prva naučna saznanja o prirodi i prirodnim pojavama, smatralo se veoma dugo da je sredina u kojoj se javljaju vremenske pojave nematerijalne prirode. Grčki filozof Aristotel u svom delu "Meteorologica" govori da se meteorološke pojave javljaju "tamo gore", tj. u nekom prostoru, u nekoj sredini, koju on nije mogao da objasni i definiše. Ta sredina, u kojoj su se pred očima ljudi javljale za njihov život i rad veoma značajne pojave, ostala je i mnogo vekova posle Aristotela tajanstvena. Čak i danas, kada je nauka skoro u potpunosti dala odgovor na sva pitanja o fizičko-hemijskim osobinama atmosfere, postoji znatan broj ljudi koji o njoj nemaju jasnu ili čak skoro nikakvu predstavu. Ovo neznanje je karakteristično svakako za neobrazovane ljude, ali ljude XX veka - veka ogromnih naučnih dostignuća - a uslovljeno je praktično istim razlozima kao u doba kada se nauka nalazila u povoju. Naime, to neshvatanje je posledica osobine vazduha da se on ne može videti, opipati, omirisati ili okusiti, kao što se mogu druge materije sa kojima čovek dolazi u dodir u životu i radu.

Materijalna priroda vazduha ne može se utvrditi našim čulima, kada se on nalazi u mirovanju. Medjutim, da je vazduh materija kao i sve ostalo u prirodi može se utvrditi i bez primene naučnih metoda. To je slučaj onda kada se on ili mi krećemo. U oba slučaja naše telo biće izloženo dejstvu te nevidljive materije. Osetićemo da je naše telo izloženo njenom pritisku. Vazduh postaje posrednim putem "vidljiv", kada pri kretanju pokreće razne predmete, kao što su drveće, zastave i dr., ili nosi i održava izvesno vreme u lebdenju hartiju, lišće, prašinu i slično.

Najjednostavnije rečeno vazduh je nevidljiva gasovita materija bez boje, mirisa i ukusa, ali veoma složenog sastava.

Kako vazduha ima, prema savremenim naučnim saznanjima, na visini i od više stotina, pa čak i hiljada kilometara, može se reći da se oko Zemlje nalazi i zajedno sa njom kreće u svemiru gasoviti omotač. Taj gasoviti omotač se naučno naziva atmosfera. Dobio je ime kombinacijom grčkih reči Atmos, što znači para i Sfaira, što znači lopta. Ovakvim nazivom očigledno se težilo da se definiše njegova suština, tj. da se naglasi da on predstavlja gasovitu materiju koja sa svih strana opkoljava planetu Zemlju.

Fizičko-hemijske osobine atmosfere, u kojoj se dešavaju sve vremenske, odnosno meteorološke pojave i procesi, i bez koje bi život na Zemlji bio nemoguć, biće detaljno objašnjene u sledećim paragrafima.

2.1. VISINA ATMOSFERE

I kada je čovek postao svestan činjenice da se atmosfera prostire znatno iznad Zemljine površine, on nije odmah mogao da odredi njenu gornju granicu. On nije bio u mogućnosti da to precizno učini do u skoroj prošlosti, jer su mu nedostajala tehnička sredstva i odgovarajuće direktne naučne metode. Medjutim, teoretskim istraživanjima i korišćenjem posrednih metoda došlo se u toku XIX veka do zaključka da atmosfera predstavlja isključivo gasoviti omotač Zemlje, tj. da vazduh ne ispunjava medjuplanetarni prostor. Ubrzo posle toga došlo se i do zaključka da izmedju nje i kosmičkog prostora nema oštre granice, već da je prelaz postepen. Naime, vazduh kao i sve ostale materije nalazi se pod uticajem Zemljine sile gravitacije. To znači da su pod njenim dejstvom molekuli i atomi vazduha uglavnom koncentrisani bliže Zemljinoj površini i sa većim udaljenjem od nje njihov broj, odnosno gustina, smanjuje se. Na izvesnoj visini gustina atmosfere postaje tako mala da se ona praktično stapa sa kosmičkim prostorom.

Kao što je napomenuto napred, za odredjivanje gornje granice atmosfere, odnosno visine sloja u kome ona prelazi u kosmički prostor, do skoro nisu postojale mogućnosti direktnih merenja. Zbog toga su približno do sredine ovog veka korišćene indirektne metode. Njima su, i pored niza nedostataka, stečena dragocena saznanja ne samo o približnoj visini atmosfere, već i o mnogim fizičko-hemijskim osobinama njenih visokih slojeva. Ove metode zasnovane su na principu prostiranja svetlosti iz veštačkih izvora (reflektora) i anormalnog širenja zvuka kroz atmosferske slojeve različite gustine. U ove svrhe takodje su vršena posmatranja i odredjivanje visine javljanja svetlih tragova meteorita i polarne svetlosti. Vrlo korisni su bili i podaci o visini javljanja nekih specijalnih vrsta oblaka, kao i rezultati merenja intenziteta mesečeve svetlosti, itd.

Iako su ove metode odredjivanja visine atmosfere i njenih fizičko-hemijskih osobina danas uglavnom napuštene, nije suvišno navesti na čemu su neke od njih bile zasnovane i kakve su rezultate dale.

Skoro svake vedre noći može se posmatrati na nebeskom svodu svetleći trag meteorita, koji privučeni silom Zemljine gravitacije uleću brzinom od 10 do 70 km u sekundi u atmosferu. Kada oni dodju u gušće atmosferske slojeve, kretanje im se naglo uspori usled trenja sa vazduhom. Jedan deo njihove kinetičke energije (energije kretanja) u tom momentu se pretvara u toplotnu energiju. Usled toga meteorit i vazduh, koji je u neposrednom dodiru sa njim, dostignu temperaturu usijanja čak do 20 000 ^{o}C, te se javi dobro poznati svetleći trag.

Posmatranjem tragova meteorita utvrdjeno je da oni zasvetle leti prosečno na visini od oko 114 km, a zimi na oko 108 km. Maksimalno, iako veoma retko, oni mogu zasvetleti i na visini od 240 km.

Rezultati ovih posmatranja jasno su pokazali da se na tim visinama nalazi vazduh dovoljne gustine da bi se suprostavio kretanju meteorita. Takodje moglo se pretpostaviti da vazduha ima i na većim visinama, ali da zbog male gustine on ne uslovljava značajnije trenje sa meteoritima.

Ponekad je u višim geografskim širinama moguće posmatrati specijalnu vrstu oblaka, o kojoj će kasnije biti više reči (paragraf 7.4.3.), a koji se javljaju na vrlo velikoj visini. To su tzv. noćni svetleći oblaci. Oni se javljaju prosečno na visini od oko 80 km i vidljivi su u časovima sumraka i pred svitanje, kada su viši slojevi atmosfere obasjani Sunčevim zracima.

Prisustvo noćnih svetlećih oblaka na tim visinama ne govori samo da atmosfera tu ima priličnu gustinu, već takodje da u tim slojevima ima još vodene pare.

Merenjem intenziteta ili stepena slabljenja Mesečeve svetlosti posle prolaza kroz atmosferu - ustvari Sunčevih svetlosnih zrakova odbijenih od mesečeve površine - došlo se do zaključka da je najmanja visina atmosfere 300 km.

Istraživanja polarne svetlosti takodje su pružila mogućnost za procenu visine atmosfere. Ova pojava, o kojoj će se takodje kasnije više govoriti (paragraf 8.5), vezana je za prisustvo atmosferskih gasova, koji zbog procesa uslovljenih uticajem naelektrisanih čestica poreklom sa Sunca, svetle raznim bojama. Najčešće je njena donja granica javljanja na oko 100 km.

visine, a nije redak slučaj da se javi na visini izmedju 400 i 1000 km, pa čak i više. Njena pojava na tim visinama nesumnjivo govori o prisustvu vazduha, ali ne i o njegovoj gustini.

Svim ovim indirektnim metodama, koje su nesumnjivo omogućile prikupljanje veoma značajnih informacija o atmosferi i njenom prostiranju, nije se mogla odrediti čak ni približna visina na kojoj se ona stapa sa kosmičkim prostorom. Očigledno da se na osnovu njih moglo samo tvrditi da do odredjene visine ima još vazduha, ali ne i od koje ga visine više nema.

Dakle, u eri široke primene geofizičkih raketa i veštačkih Zemljinih satelita, nauka je dala veoma precizan odgovor na pitanje o gornjoj granici atmosfere. Na osnovu tih najnovijih direktnih ispitivanja uzima se da se ona nalazi na oko 20 000 km. Do ovakvog zaključka se došlo pošto je do te visine utvrdjeno prisustvo, istina veoma malobrojnih, molekula i atoma pojedinih gasova vazduha. Medjutim, treba istaći da se 50% od ukupne mase atmosfere koja iznosi približno $5,3 \times 10^{15}$ tona, nalazi u sloju od prvih 5 km iznad Zemljine površine, 75% do visine od 10 km, a 95% do visine od 20 km. U sloju od Zemljine površine do visine od 30-35 km nalazi se oko 99% ukupne mase atmosfere.

Znajući da se iznad ove poslednje visine nalazi svega 1% od mase gasovitog omotača Zemlje, može se pretpostaviti da je već i tu velika razredjenost vazduha, a kamoli na visini od više stotina kilometara.

Radi primera može se navesti da su molekuli i atomi vazduha na visini od 700-800 km medjusobno udaljeni na stotine metara. Takva razredjenost vazduha može se postići u laboratorijskim uslovima samo pomoću najsavršenijih vakuum pumpi.

Na osnovu uticaja atmosfere na kretanje veštačkih Zemljinih satelita, koje zavisi od gustine vazduha, izvršena je najnovija podela atmosfere. Prema njoj atmosfera se deli na gusti sloj ili stvarnu atmosferu i na okolozemaljski kosmički prostor. U gustoj atmosferi, čija je gornja granica na oko 120-150 km, ove letilice bez pogona ne mogu napraviti ni jedan krug oko Zemlje. U okolozemaljskom kosmičkom prostoru, i najkraće zadržavanje veštačkog Zemljinog satelita je duže od jednog orbitalnog leta. Svakako da se sa povećanjem visine, odnosno daljim smanjenjem gustine atmosfere broj orbitalnih letova sve više povećava. Prema tome može se uzeti da je okolozemaljski kosmički prostor u stvari taj prelazan sloj izmedju atmosfere i kosmosa i da je njegova gornja granica približno na oko 20 000 km.

2.2. PODELA ATMOSFERE PREMA FIZIČKIM OSOBINAMA

Dugotrajna istraživanja atmosfere pokazala su da ovaj gasoviti omotač Zemlje

nije nehomogen samo po gustini, već i po svojim drugim fizičkim osobinama i to kako u horizontalnom tako i u vertikalnom pravcu. U atmosferi se u vertikalnom pravcu najizrazitije i najpravilnije menjaju temperatura i vlažnost vazduha, vazdušni pritisak, brzina i smer horizontalnih vazdušnih strujanja (vetar), hemijski sastav itd.

Nehomogenost atmosfere u vertikalnom pravcu uslovljava njenu podelu u više slojeva. Do ovog raslojavanja atmosfere naročito dolazi usled promene temperature vazduha sa visinom. Izmedju susednih atmosferskih slojeva postoje razlike u znaku promene temperature vazduha sa visinom, pa prema tome i veoma velike razlike u njenim vrednostima.

Prema ovoj termički uslovljenoj slojevitosti ili termičkoj stratifikaciji, atmosfera se deli na pet osnovnih slojeva, i to na: troposferu, stratosferu, mezosferu, termosferu i egzosferu (slika 4).

Detaljnije karakteristike ovih slojeva biće date u sledećim poglavljima u okviru razmatranja pojedinih fizičkih osobina atmosfere kao celine. Ovde će se dati samo neki osnovni podaci o njima.

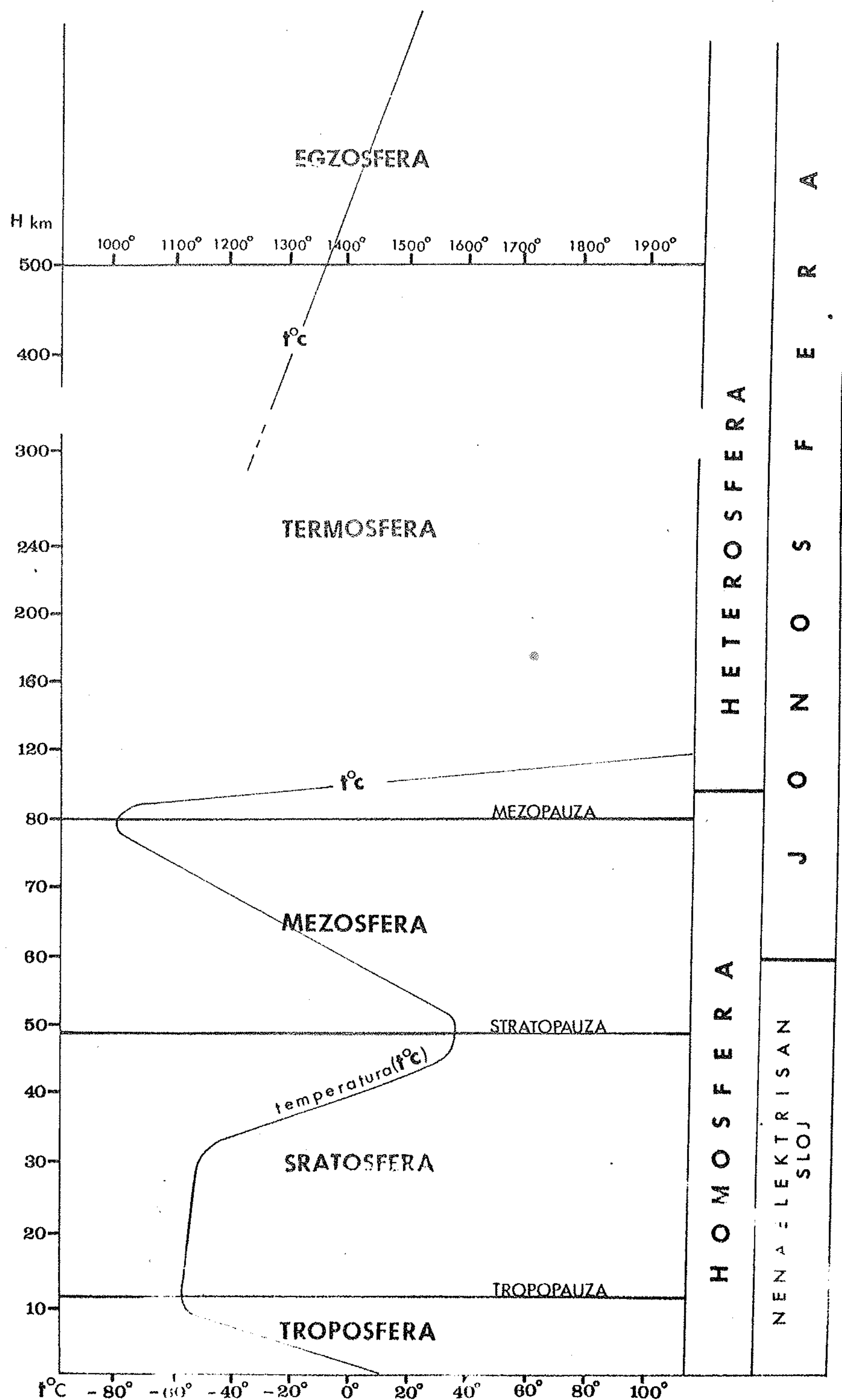
Troposfera je najniži i prema tome najgušći sloj atmosfere. U njoj se nalazi osnovna masa vazduha, i to oko 75% u polarnom i umerenom pojasu, a u tropskom i do 90%. U ovom atmosferskom sloju temperatura uopšte opada sa visinom sve do njegove gornje granice. U troposferi se javljaju jaka horizontalna i vertikalna strujanja vazduha. Meteorološki je najznačajniji sloj, jer se u njoj nalazi skoro sva vodena para i jer predstavlja sredinu u kojoj se javljaju skoro sve vremenske pojave.

Najveću prosečnu debljinu troposfera ima iznad ekvatora, gde se njena gornja granica nalazi na oko 18 km. Prema većim geografskim širinama prosečna visina gornje granice joj se smanjuje. U umerenim širinama nalazi se na oko 11 km, a u polarnim na oko 8 km.

Prosečna debljina troposfere je manja u hladnijem nego u toplijem delu godine. Njeno vertikalno prostiranje menja se i u kraćim vremenskim razmacima u zavisnosti od premeštanja hladnih i toplih vazdušnih masa. Dolaskom hladnog vazduha visina joj se smanjuje, a dolaskom toplog vazduha raste.

Sledeći sloj atmosfere - stratosfera - prostire se do visine od 50-55 km. U njoj temperatura u proseku raste sa visinom. Raspolaže veoma malom količinom vodene pare, koja je pretežno koncentrisana u graničnom delu sa troposferom. Preovladjujuća su horizontalna vazdušna strujanja, dok su kretanja vazduha u vertikalnom pravcu u stratosferi veoma slaba i retka.

Pošto stratosfera ima još dosta veliku gustinu u odnosu na tzv. visoku atmosferu, koja se prostire iznad nje, ona se može meteorološki još smatrati značajnim slojem, svakako neuporedivo manje od troposfere. Medjutim, stratosfera ima posebno veliki značaj za život na Zemlji, jer se u njoj nalazi najveći deo atmosferskog ozona, gasa koji zadržava (upija) biološki štetne Sunčeve ultraljubičaste zrake, o čemu će se kasnije posebno govoriti.



Slika 4. Struktura atmosfere prema fizičkim, hemijskim i električnim osobinama

Izmedju troposfere i stratosfere nalazi se prelazan sloj tropopauza, čija debljina varira od nekoliko stotina metara do 1,0-1,5 km. Najznačajnija osobina ovog sloja je što u njemu nastaje prelaz od troposferskog pada na stratosferski porast temperature vazduha sa visinom.

Ovaj prelazni sloj, kao i stratosferu, otkrio je početkom XX veka poznati francuski naučnik Teseran de Bor (Teisseren de Bort). Treba napomenuti da su za ime ovog naučnika vezana veoma značajna istraživanja i otkrića fizičkih osobina atmosfere. Najveći deo ovih otkrića postigao je direktnim merenjima u atmosferi, pored ostalog i balonima sa ljudskom posadom.

U mezosferi, koju od stratosfere odvaja prelazni sloj stratopauza, temperatura vazduha u proseku opada sa visinom. Njena gornja granica nalazi se na visini od 80-85 km. Posle prelaznog sloja mezopauze, sve do visine od oko 800 km prostire se termosfera. U njoj temperatura vazduha ponovo raste i to do veoma visokih vrednosti, po čemu je ovaj sloj atmosfere i dobio ime. Tako npr. na visini od 200 km temperatura molekula i atoma vazduha dostiže oko 900^{o}C, a na visini od 600 km čak 1 900 - 2 000^{o}C.

Egzosfera ili ivični sloj atmosfere je najmanje ispitan atmosferski sloj. Ovom superrazredjenom sloju posvetiće se nešto veća pažnja, jer se preko njega atmosfera stapa sa kosmičkim prostorom. Naime, njegova gornja "granica" prema mišljenjima nekih naučnika ujedno predstavlja i kraj atmosfere.

Prema kinetičkoj teoriji gasova, molekuli svih materija u gasovitom stanju nalaze se neprekidno u neurednom (haotičnom) kretanju. Pri tome oni neprekidno menjaju pravac kretanja sudarajući se medjusobno. Sa porastom temperature i brzina kretanja molekula se povećava, a time i učestalost njihovih sudara. Potpuno je razumljivo da učestalost sudara i slobodna putanja molekula (predjeni put bez sudara) takodje zavise od gustine gasa, tj. od broja molekula ili atoma u jedinici zapremine.

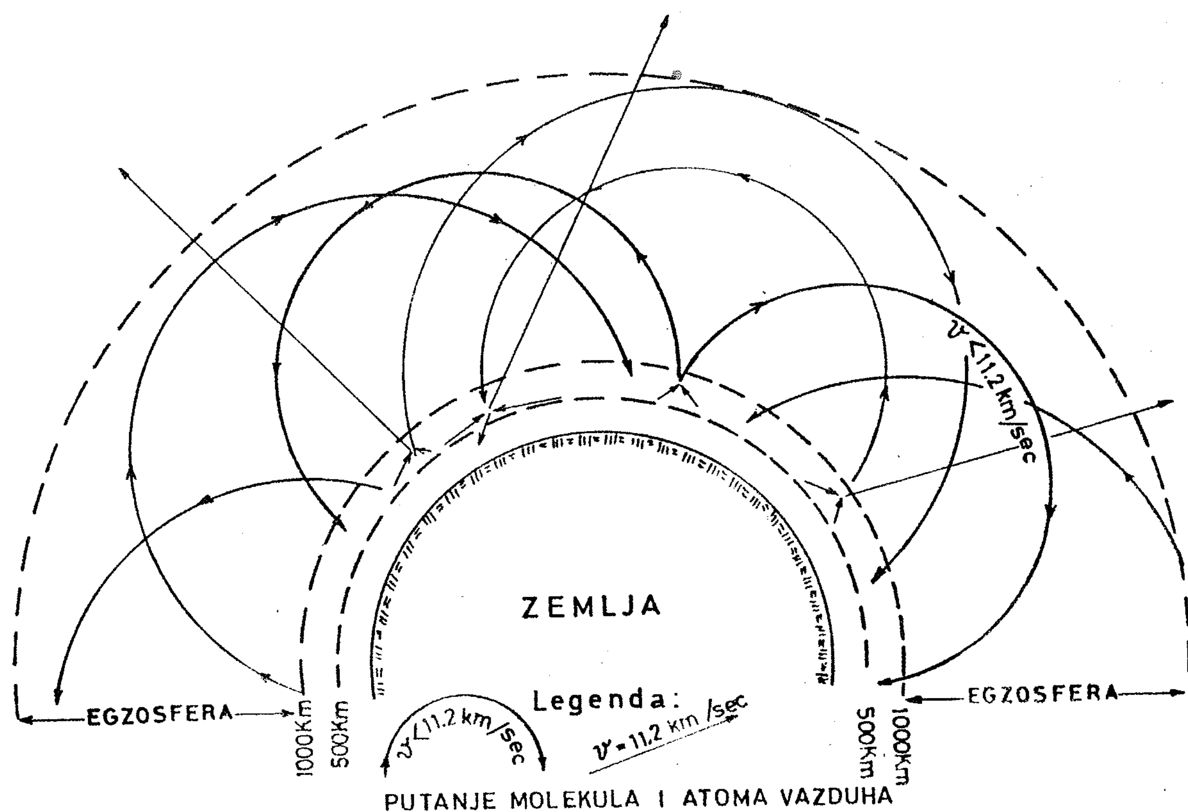
Pošto je vazduh gasovita materija, svi zakoni koji važe za gasove mogu se primeniti i na atmosferu.

Srednja slobodna putanja jednog molekula ili atoma vazduha na donjoj granici atmosfere iznosi stohiljaditi, a na visini od 15 km desetohiljaditi deo santimetra. Sa daljim povećanjem visine, u srazmeri sa razredjenošću vazduha, ova putanja postaje sve duža. Tako npr. na visini od 100 km ona iznosi 1 m, a na visini od 300 km oko 10 km. Sa udaljenošću slo-

jeva atmosfere verovatnoća sudara molekula ili atoma vazduha se smanjuje na minimum, ali sve dok ona postoji može se reći da postoji i atmosfera.

Kada čestice vazduha u visokim i jako razredjenim slojevima posle sudara budu usmerene prema medjuplanetarnom prostoru, i ukoliko imaju dovoljnu brzinu da savladaju Zemljinu gravitaciju, one mogu napustiti atmosferu bez povratka. Razumljivo, molekuli i atomi nižih slojeva atmosfere ne mogu učestvovati u ovom tzv. procesu bekstva atmosferskih gasova, jer ih česti sudari sprečavaju u tome.

Visina na kojoj su medjumolekularni sudari izvanredna retkost, tako da postoji mala mogućnost da se molekul ili atom koji je u kretanju usmeren ka medjuplanetarnom prostoru usled sudara sa drugim vrati natrag, može se praktično smatrati gornjom granicom atmosfere. To je svakako prelazan sloj znatne debljine i smatra se da leži izmedju 500 i 1000 km. Ukoliko čestice vazduha posle poslednjeg sudara u ovom sloju nemaju tzv. drugu kosmičku brzinu (11,2 km/sek), da bi savladale Zemljinu gravitaciju, vratiće se u atmosferu opisujući ogromne kružne putanje (slika 5). Ovi molekuli i atomi, udaljavajući se više hiljada kilometara od Zem-



Slika 5. Kretanje čestica vazduha kroz ivični sloj atmosfere - egzosferu

lje i krećući se bez sudara, čine tzv. ivičnu oblast atmosfere - egzosferu.

Velike brzine, koje su potrebne da bi molekuli vazduha savladali silu gravitacije i napustili atmosferu zauvek, moguće su samo ako u gornjim slojevima atmosfere vlada vanredno visoka temperatura, tzv. kinetička temperatura ovih čestica vazduha. Merenja sondažnim raketama i veštačkim Zemljinim satelitima potvrdila su pretpostavke o tako visokim temperaturama u ovim slojevima atmosfere. One dostižu 3 000-4 000^{o}C i predstavljaju ubedljiv dokaz o realnosti hipoteze o bekstvu atmosferskih gasova.

Istraživanja koja su vršena u cilju dokazivanja realnosti ove hipoteze pokazuju da u ovom procesu učestvuju molekuli i atomi samo nekih gasova, o čemu će biti reči u sledećim paragrafima.

Treba na kraju napomenuti da se prema nekim drugim fizičko-hemijskim osobinama mogu izvršiti i druge podele atmosfere, o čemu će takodje biti reči u sledećim paragrafima.

2.3. HEMIJSKI SASTAV ATMOSFERE

Još u VIII veku n.e. kineski alhemičar po imenu Mao Hoa je u jednom od svojih radova napisao da je vazduh materija složenog sastava. Spomenuo je čak i jedan gasoviti sastojak vazduha, koji sudeći po opisanim osobinama može biti samo kiseonik. Medjutim, ovo genijalno otkriće nije prešlo granice Kine i nije imalo nikakvog uticaja na deset vekova kasnije otkriće hemijski složenog sastava vazduha u Evropi.

Krajem XV veka znameniti italijanski naučnik Leonardo da Vinči takodje je iskazao misao da vazduh ima složen sastav. Ova značajna misao koju je po prvi put izrekao jedan evropski naučnik, nije naišla ni na kakvu obziljniju pažnju i razumevanje ni tada, niti mnogo kasnije. Takav odnos tadašnjih naučnih krugova sasvim je razumljiv, s obzirom da u to vreme opšteg zastoja u razvoju nauke nije bila poznata čak ni materijalna priroda vazduha. Osim toga, Leonardo da Vinči nije pružio za takvo tvrdjenje ni praktične ni teoretske dokaze.

U XVIII veku poznati ruski naučnik Lomonosov, vršeći istraživanja prirode i uzroka oksidacije metala i sagorevanja, došao je do zaključka da u ovim procesima aktivno sudeluje vazduh, odnosno jedan gas koji se nalazi u njegovom sastavu. On je tvrdio da ovaj gas, u stvari kiseonik, ima osobinu da podržava proces sagorevanja, a u dodiru sa metalima jedini se sa njima, tj. uslovljava oksidaciju.

To je bilo prvo naučno obrazloženje da vazduh ima složeni sastav, ali i pored toga ono nije prihvaćeno. Naprotiv, bilo je podvrgnuto veoma oštroj kritici od veoma istaknutih naučnika toga doba, kao što je npr. bio Bojl, i na kraju odbačeno kao fantazija. Medjutim, nije se još mnogo čekalo da bi se dokazalo da je Lomonosov bio u pravu i da bi se konačno došlo do istine. Francuski naučnik, hemičar Lavoazje, ispitujući takodje procese sagorevanja i oksidacije, 1773-1774. god. podnosi veoma ubedljive eksperimentalne dokaze da vazduh predstavlja smešu gasova. Jedan od tih gasova, koji u ovim procesima aktivno učestvuje, tj. podržava ih, dobio je tada ime kiseonik. Drugi gas, koji je istovremeno otkriven, a za koga je utvrdjeno da ne podržava sagorevanje i oksidaciju, već ih naprotiv sprečava, nazvan je azot. Vrhunac ovog otkrića je bio zaključak da se vazduh sastoji od 1/5 kiseonika i 4/5 azota, što se približno poklapa sa danas poznatim udelom tih gasova u ovoj gasovitoj smeši.

Mišljenje da je vazduh smeša samo dva gasa promenjeno je tek pošto je ruski naučnik Mendeljejev otkrio periodni sistem hemijskih elemenata. Posle toga, brzim razvojem hemije veoma brzo su pronadjeni i proučeni i ostali gasoviti sastojci vazduha.

Prema tome jasno je da vazduh nije jednorodna materija. Medjutim, on nije hemijsko jedinjenje, već smeša gasova, gasovitih jedinjenja i raznih čvrstih i tečnih čestica.

Gasovi i gasovita jedinjenja, čiji je procentualni udeo u jedinici zapremine vazduha konstantan, nazivaju se sastojci atmosfere. Sva ostala gasovita jedinjenja, kao i razne čvrste i tečne čestice, čija je količina u vazduhu promenljiva, nazivaju se pridodaci atmosfere.

Prema hemijskom sastavu, atmosfera se deli na dva sloja (slika 4). Sloj koji se odlikuje ujednačenim (homogenim) sastavom vazduha i koji se prostire do visine od 90-95 km, naziva se homosfera. Iznad ove visine nalazi se heterosfera u kojoj se hemijski sastav menja u vertikalnom pravcu.

2.3.1. Hemijski sastav homosfere

Sastojci vazduha u homosferi, čiji se relativni odnos praktično ne menja do njene gornje granice, jesu: azot (N_2), kiseonik (O_2), argon (A), vodonik (H_2), kripton (Kr), ksenon (Xe), neon (Ne), helijum (He) i radon (Rn).

Procentualni udeo ovih sastojaka atmosfere u jedinici zapremine dat je u Tabeli 1. Treba napomenuti da se svi ovi gasoviti sastojci vazduha u homosferi nalaze u molekularnom stanju. Njihova molekularna težina takodje je data u Tabeli 1.

Tabela 1. Relativni odnos gasova u homosferi
i njihova molekularna težina

Sastojak vazduha	Procentualni udeo	Molekularna težina
Azot	78,09	28,013
Kiseonik	20,95	31,999
Argon	0,93	39,948
Neon	$1,8 \times 10^{-3}$	20,183
Helijum	$5,24 \times 10^{-4}$	4,003
Kripton	$1,0 \times 10^{-4}$	83,800
Vodonik	$5,0 \times 10^{-5}$	2,016
Ksenon	$8,0 \times 10^{-6}$	131,300
Radon	$6,0 \times 10^{-18}$	222,070

Iz ove tabele odmah se zapaža da su osnovni sastojci atmosfere azot i kiseonik, koji su u jedinici zapremine vazduha prisutni sa preko 99%. Odmah iza njih nalazi se argon sa 0,93%, dok se svi ostali gasovi nalaze u homosferi u neznatnoj količini, tj. sa svega oko 0,04%. Koliko je mala količina ovih retkih gasova u atmosferi najbolje se može videti iz nekoliko primera.

Kada bi se kroz jednu usku cev propuštali pojedinačno molekuli gasova koji se nalaze u vazduhu brzinom od jednog molekula u sekundi, tada bi praktično svake sekunde izlazili molekuli azota i kiseonika, svaka dva minuta jedan molekul argona, svakog osmog meseca jedan molekul kriptona itd.

Na jedan milion molekula vazduha, dolazi 15 molekula neona i jedan molekul kriptona. Tek na 11 miliona molekula vazduha dolazi jedan molekul ksenona.

Od svih ovih retkih gasova nesumnjivo je najinteresantniji helijum, s obzirom da njegovu malu količinu u atmosferi naučnici uzimaju kao dokaz realnosti hipoteze o bekstvu atmosferskih gasova u medjuplanetarni prostor.

Ovaj gas je sedam puta lakši od vazduha, a samo je dva puta teži od najlakšeg gasa vodonika. Kao što je poznato on nastaje u procesu raspadanja radioaktivnih materija koje se nalaze u Zemljinoj kori. Teorijskim putem izračunato je da je za sadašnju količinu helijuma u atmosferi bilo potrebno raspadanje radioaktivnih materija u periodu od 160 miliona godina.

S obzirom da je geološka istorija Zemlje mnogo duža, i da je u Zemljinoj kori bilo u dalekoj prošlosti daleko više radioaktivnih materija, proizlazi da bi u atmosferi trebalo da bude neuporedivo više ovog gasa. Prema tome njegova manja količina može se jedino objasniti stalnim odlaskom njegovih molekula u medjuplanetarni prostor, opisanim procesom bekstva atmosferskih gasova.

U vazduhu homosfere nalaze se kao stalni sastojci sa posebno značajnom ulogom i ozon (O_3), ugljen-dioksid (CO_2) i vodena para (H_2O). Medjutim njihova količina u vazduhu je veoma promenljiva i u horizontalnom i u vertikalnom pravcu. Procentualni udeo ovih gasova i gasovitih jedinjenja u vazduhu, kao i njihova molekularna težina, dati su u Tabeli 2.

Tabela 2. Procentualni udeo i molekularna težina promenljivih sastojaka u homosferi

Sastojak vazduha	Procentualni udeo	Molekularna težina
Ozon	$1,0 \times 10^{-6}$	47,998
Ugljen-dioksid	do 0,03	44,010
Vodena para	do 4	18,0153

U vrlo maloj količini, ali ne stalno i ne svuda, u vazduhu se nalaze i neki drugi hemijski elementi i jedinjenja. To su npr. jod (J), metan (CH_4), amonijak (NH_3), azotna kiselina (NHO_3), sumpor dioksid (SO_2), sumporna kiselina (H_2SO_4) itd. To su očigledno pridodaci atmosfere, u koje spadaju i mnoge druge materije u gasovitom, čvrstom i tečnom stanju. Ovi atmosferski pridodaci uglavnom se nalaze u najnižim slojevima homosfere i o njima će kasnije biti više reči.

2.3.2. Osobine i značaj najvažnijih sastojaka atmosfere

Radi potpunijeg razumevanja mnogih zbivanja u atmosferi i na Zemljinoj površini neophodno je poznavati neke osobine najznačajnijih gasova i gasovitih jedinjenja.

Azot je veoma važan sastojak atmosfere i to ne samo zbog toga što čini njen najveći deo, već i zbog velike uloge u biološkim procesima. Naime, on predstavlja sastavni deo mnogih organskih jedinjenja, kao što su npr. belančevine. Prema tome bez njega se ne bi mogao zamisliti život na Zemlji, bar ne u ovakvom obliku.

S obzirom da je azot inertan gas, on se teško jedini sa drugim sastojcima atmosfere. Medjutim, pod dejstvom električnih pražnjenja, on se jedini sa vodonikom i kiseonikom stvarajući azotna jedinjenja. Ova jedinjenja dospevaju na Zemljinu površinu sa padavinama i služe kao prirodna hrana vegetaciji.

Meteorološki značaj mu nije u istoj srazmeri sa količinom, jer u odnosu na neke druge sastojke atmosfere malo upija tj. slabi Sunčevo zračenje pri prolazu kroz atmosferu. Medjutim, njegova jedinjenja igraju značajnu ulogu u obrazovanju padavina, služeći kao atmosferska jezgra kondenzacije.

Kiseonik je sastojak atmosfere bez čijeg se prisustva ne može zamisliti organski život na Zemlji. Ovaj gas, kao što je već napomenuto, sudeluje u tako važnom procesu kao što je sagorevanje, pa prema tome i u disanju. Budući da se lako jedini, sudeluje i u mnogim drugim značajnim hemijskim procesima i jedinjenjima. Vrši značajno upijanje Sunčevog, a u izvesnoj meri i Zemljinog toplotnog zračenja.

Argon je plemeniti gas srodan azotu, ali specifično teži. Nema većeg značaja i ne igra nikakvu samostalnu ulogu u atmosferskim procesima ili u životu na Zemlji. Veoma malo slabi Sunčevo i Zemljino zračenje.

Sličan značaj i ulogu imaju i plemeniti inertni gasovi: helijum, kripton, ksenon i neon. Svi ovi gasovi zajedno mogu se smatrati sa meteorološkog gledišta samo kao teoretski značajni sastojci atmosfere. Koriste se u nekim industrijskim procesima i u proizvodnji nekih dobara.

Vodonik, s obzirom da učestvuje u mnogim značajnim hemijskim jedinjenjima kao što je npr. voda (H_2O), može se smatrati i pored svoje male količine veoma važnim sastojkom atmosfere. On takodje upija Sunčevo zračenje i time doprinosi, iako ne u tako značajnoj meri kao neki drugi sastojci atmosfere, da ono dolazi na Zemljinu površinu oslabljeno.

Ozon je i pored svoje veoma male količine, zbog svoje raspodele u atmosferi i uloge koju ima u atmosferskim i drugim procesima, jedan od najinteresantnijih i veoma značajnih sastojaka atmosfere. Kada bi se celokupna količina ovog gasa, od $3,2 \times 10^8$ tona dovela na istu gustinu, odnosno pod isti pritisak kao prizemni slojevi vazduha, on bi činio sloj debljine od svega 0,1 do 0,6 cm.

Spektralnim analizama je još 1879-1880. god. utvrdjeno da je Sunčevo ultraljubičasto zračenje znatno oslabljeno posle prolaza kroz atmosferu. Ova pojava je objašnjena laboratorijskim istraživanjima tek u periodu 1913-1920. god. Tada je utvrdjeno da ovo slabljenje vrši atmosferski gas ozon koji je otkriven 1840. god. u Švajcarskoj. Ispitivanjima je utvrdjeno da ovaj gas, pored Sunčevog ultraljubičastog zračenja, još upija i time slabi zračenje u drugim delovima spektra, ali u znatno manjoj meri.

Ozon apsorbuje u proseku oko 4% Sunčeve zračne energije koja prolazi kroz atmosferu. Da nema takvog njegovog dejstva, ne samo da bi temperatura prizemnog sloja vazduha bila viša, nego bi i životni uslovi bili drugačiji. Naime, poznato je da ultraljubičasto zračenje ima vanredno veliko biološko dejstvo. Kada ga ne bi slabio ozon, ono bi u velikoj meri izmenilo biološke procese, pa čak i organski život u celini. Deo ovog biološki aktivnog zračenja koje dolazi do Zemljine površine, deluje veoma pozitivno. Ono sudeluje u stvaranju vitamina D u čovečjem organizmu i time doprinosi njegovom razvoju i opštem zdravstvenom stanju. Takodje ubija mnoge bakterije i druge mikroorganizme, itd.

Molekul ozona se sastoji od tri atoma kiseonika. Nastaje pod dejstvom Sunčevog ultraljubičastog zračenja. Pod uticajem tog zračenja dolazi do raspadanja (disocijacije) izvesnog broja molekula kiseonika na slobodne atome ($O_2 = 0 + 0$). Istovremeno to zračenje dovodi do spajanja atoma i molekula kiseonika ($O_2 + 0 = O_3$), tj. do obrazovanja ozona. Pod dejstvom ultraljubičastog zračenja odigrava se jednovremeno inverzan proces u kome dolazi do raspada molekula ozona na atome kiseonika. Na taj način se u atmosferi održava približno ista količina ovog gasa.

Iz svega ovog proizlazi da je ozon alotropija kiseonika ili jednostavno modifikovani kiseonik.

Ozon se nalazi u celom sloju niže atmosfere ili tačnije u troposferi, stratosferi i donjem delu mezosfere. Medjutim , za razliku od ostalih gasova, on nije u ovim atmosferskim slojevima pravilno rasporedjen. U prizemnim slojevima njega ima u neznatnoj i veoma promenljivoj količini. Sa povećanjem visine količina mu raste i to naročito iznad 10 km. Maksimalnu koncentraciju dostiže u sloju od 20 do 35 km, gde se uglavnom i obrazuje. Od ovog sloja količina mu se naglo smanjuje i iznad visine od 70 km praktično ga nema.

Iz tzv. maksimalnog sloja ozon se prenosi u niže slojeve mešanjem vazduha vertikalnim vazdušnim strujanjima.

Količina ozona ne menja se samo u vertikalnom pravcu, već takodje i sa geografskom širinom, u toku vremena i u zavisnosti od meteoroloških uslova, tj. od atmosferskih procesa. Ova njegova osobina je takodje veoma značajna, jer pruža mogućnost veoma raznovrsnih izučavanja atmosferskih zbivanja metodom praćenja i analize promene u njegovoj količini.

Tako je utvrdjeno da najviše ozona ima u proleće, a najmanje u jesen. U toku dana promena njegove količine nije toliko izrazita kao u godišnjem hodu. Ipak je ustanovljeno da

pri vedrom vremenu, kada ne deluju neki drugi činioci izuzev Sunčevog ultraljubičastog zračenja, maksimum količine ozona nastaje izmedju 13 i 15 časova, a minimum izmedju 1 i 2 časa.

Najmanje ozona ima u vazduhu tropskog pojasa i njegova količina se u ovim oblastima veoma malo menja u toku godine. Sa povećanjem geografske širine njegova količina raste, a takodje i njeno godišnje kolebanje postaje izrazitije.

Uzrok ovih promena treba tražiti u uticaju temperature na brzinu disocijacije molekula ozona i u povećanju kolebanja u intenzitetu Sunčeve zračne energije u toku godine sa povećanjem geografske širine. Naime, usled bržeg raspada molekula ozona u uslovima visoke temperature, i usled male promene u količini energije koju donosi Sunčevo ultraljubičasto zračenje u toku godine, u atmosferi tropskog pojasa količina ovog gasa je smanjena i ima malo godišnje kolebanje. Sa povećanjem geografske širine, u uslovima niže temperature "život" molekula ozona je duži, a i time njegova ukupna količina veća. Zbog povećanja razlike u intenzitetu Sunčevog zračenja u toku godine, pa prema tome i ultraljubičastog zračenja, razlika izmedju povećane količine ozona u toplijoj polovini godine i njegove smanjene količine u hladnijoj polovini godine raste sa povećanjem geografske širine.

U atmosferi polarnih predela, za vreme tzv. polarne noći, ozon se uopšte ne stvara. To istovremeno ne znači da ga u to vreme nema i u ovim oblastima, jer ga donosi vazduh iz manjih geografskih širina.

Osobina ozona da se prenosi u procesu premeštanja vazdušnih masa iz manjih u veće geografske širine i obratno koristi se za istraživanja cirkulacije atmosfere, pa prema tome i mnogih zbivanja u atmosferi. Tako npr. vazdušne mase poreklom iz nižih geografskih širina uslovljavaju u krajevima gde prodru smanjene količine ozona i do 25-30%. Nasuprot tome hladnije vazdušne mase, poreklom iz viših geografskih širina, donose povećanu količinu ovog gasa, ponekad za 120%, pa čak i više.

Iz svega izloženog može se zaključiti koliko je veliki meteorološki značaj ozona, te je potpuno razumljivo zašto je opisu njegovih osobina posvećeno više prostora nego ostalim sastojcima atmosfere.

Ugljen-dioksid je gasovito jedinjenje koje je uglavnom prisutno uvek i svuda u vazduhu niže homosfere, ali mu je količina veoma promenljiva. Značaj koji ima za život na Zemlji i za zbivanja u atmosferi daleko prevazilazi njegovu ukupnu količinu. Ona se može smatrati čak neznatnom u uporedjenju sa mnogim sastojcima atmosfere. Ukupno ga ima oko 2×10^{12} tona.

Pored toga što sudeluje u tako značajnom procesu za život biljaka kao što je asimilacija, ovo gasovito jedinjenje vrši značajno upijanje (apsorpciju) Sunčevog, a naročito Zemljinog toplotnog zračenja (izračivanja). Na taj način ugljen-dioksid veoma mnogo utiče na toplotne uslove Zemljine površine i prizemnog sloja vazduha.

Vazduh iznad kopna bogatiji je ugljen-dioksidom nego vazduh iznad okeana. Naročito mu je povećana količina u vazduhu iznad industrijskih i gusto naseljenih oblasti, gde nastaje u procesu sagorevanja fosilnih goriva (ugalj, nafta i dr.). Takodje ga ima više u područjima sa aktivnim vulkanima. Najmanje ga ima u polarnim oblastima.

Smatra se da je u dalekoj prošlosti bilo u atmosferi neuporedivo više ugljen-dioksida i to zbog veće vulkanske aktivnosti. Medjutim, stalna merenja u ovom veku pokazuju neprekidan porast njegove količine, kao posledice sve intenzivnijeg industrijskog i urbanog razvoja. Ipak porast njegove količine u atmosferi nije ni približno srazmeran povećanju intenziteta procesa pri kojima se stvara. Objašnjenje ovog nalazi se u osobini mora i okeana da apsorbuju veliku količinu ovog gasovitog jedinjenja.

Postoji dosta izrazit dnevni hod količine ugljen-dioksida. Najviše ga ima noću, kada prestaje proces asimilacije, tj. kada ga vegetacija ne koristi za stvaranje organskih materija.

Vodena para, zbog veoma promenljive količine u jedinici zapremine vazduha, mogla bi se skoro smatrati pridodatkom atmosfere. To bi nesumnjivo bilo opravdano kada se ne bi uzela u obzir činjenica da nje, makar i u najmanjoj količini, ima uvek u nižim slojevima atmosfere. Naime, vazduh troposfere, pa čak i stratosfere, ne može nikad biti bez vode u gasovitom stanju, tj. ne može biti apsolutno suv. Njen udeo u jedinici zapremine vazduha koleba skoro od nule do 4% i utiče na procentualni udeo drugih sastojaka atmosfere. Ukoliko je ima više u jedinici zapremine, srazmerno se smanjuje prisustvo ostalih sastojaka u vazduhu.

Uzrok velikog kolebanja u količini vodene pare leži u osobini vode da se u prirodnim uslovima, za razliku od ostalih sastojaka atmosfere, može javiti u sva tri agregatna stanja - gasovitom, čvrstom i tečnom. Ona u atmosferu dospeva i količina joj se povećava kao posledica procesa isparavanja vode. Pod odredjenim fizičkim uslovima prelazi u tečno ili čvrsto stanje i vraća se na Zemljinu površinu. Usled ovog obratnog procesa njena količina se u atmosferi smanjuje. Ovi procesi prelaska vode iz jednog u druga agregatna stanja su neprekidni, pa je zbog toga i njena količina u atmosferi veoma promenljiva.

Količina vodene pare se veoma brzo smanjuje sa povećanjem visine, tako da

se uglavnom sva nalazi u troposferi. Već na visini od 1,5-2,0 km njena količina je upola manja, a na visini od oko 8 km čak i do 100 puta manja od one u blizini Zemljine površine.

U Tabeli 3. prikazana je promena udela vodene pare sa visinom u jedinici zapremine vazduha umerenih širina.

Tabela 3. Promena prosečnog udela vodene pare (%) sa povećanjem nadmorske visine u vazduhu umerenih širina

Visina u km	0,0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	5,0	6,0	7,0	8,0
Vodena para u %	1,30	1,16	1,01	0,81	0,69	0,65	0,49	0,41	0,37	0,27	0,15	0,09	0,03

Vodena para se u stratosferi nalazi u neznatnoj količini. Prema nekim najnovijim istraživanjima smatra se da se čak, svakako u skoro nemerljivoj količini, može naći i u mezosferi.

Količina vodene pare menja se i sa geografskom širinom. Najmanje je ima u vazduhu polarnih krajeva - svega u proseku oko 0,2% u jedinici zapremine. U ekvatorijalnim širinama ovaj udeo vodene pare u vazduhu je višestruko veći - u proseku oko 2,6%.

Njeno prisustvo u atmosferi ima ogroman značaj za život na Zemlji, i za zbivanja u atmosferi. Ona apsorbuje u znatnoj meri Sunčevo zračenje i Zemljino izračivanje i na taj način takodje znatno utiče na toplotne uslove u troposferi i na Zemljinoj površini. Takodje ima važnu ulogu u većini fizičko-meteoroloških procesa i pojava, kao što su npr. obrazovanje oblaka, hidrometeora, elektrometeora i nekih fotometeora. Medjutim, nije značajno samo kruženje vode u atmosferi (procesi isparavanja, kondenzacije, sublimacije, topljenje i mržnjenje), čija su posledica mnoge meteorološke pojave, već i promene toplotnog stanja atmosfere koje se u toku tih procesa dešavaju.

Svi ovi atmosferski procesi u kojima sudeluje voda biće detaljno opisani u Glavi 7.

2.3.3. Pridodaci atmosfere

Napred je već napomenuto da se u vazduhu bliže Zemljinoj površini, pored nekih gasovitih jedinjenja koja nisu stalno prisutna, nalaze u znatnom broju čvrste i tečne čestice. Ove čestice mikroskopskih veličina, čija je količina veoma promenljiva u jedinici zapre-

mine vazduha, različitog su porekla i prema tome i različitog sastava. Sve se one mogu podeliti na čestice kosmičkog i zemaljskog porekla.

Čestice kosmičkog porekla, u stvari kosmička prašina, nesumnjivo čine manji deo ukupne količine čvrstih pridodataka atmosfere. Ipak njihova količina nije tako beznačajna.

Prema izvršenim istraživanjima utvrdjeno je npr. da je 9. maja 1892. god. kosmička prašina, posle taloženja kroz atmosferu, zahvatila površinu od oko 660 000 km^2. Prema grubim proračunima tom prilikom je na jedan kvadratni metar palo 0,5 do 2,0 gr ili ukupno oko 500 000 tona ovog finog praha.

Svi proračuni o količini kosmičke prašine koja dospe u atmosferu i na Zemljinu površinu ne mogu se uzeti kao apsolutno tačni, jer je gotovo nemoguće odvojiti je od prašine zemaljskog porekla. Prema grubim procenama smatra se da u atmosferu dospe oko 1 000 tona ove prašine dnevno.

Čvrste čestice koje dospevaju u atmosferu sa Zemljine površine mogu se podeliti na organske i neorganske.

U prvom slučaju to su polenov prah, razni mikroorganizmi itd., a u drugom to su produkti sagorevanja (čadj), vulkanski pepeo, razne morske soli, obična prašina itd. Ova druga grupa po količini nesumnjivo preovladjuje u atmosferi.

U industrijskim oblastima i gradskim područjima svakodnevnim sagorevanjem velikih količina uglja, nafte i drugih sagorljivih materija dospevaju pored raznih gasovitih jedinjenja i velike količine čadji. Tako npr. u Engleskoj se utroši godišnje oko 200-250 miliona tona uglja i pri tome u vazduh dospe oko 2,5 miliona tona čadji i drugih produkata sagorevanja. Izračunato je da samo u Londonu u jednom danu domaća i industrijska ložišta izbace u atmosferu oko 100 tona čestica sagorevanja.

Čestice sagorevanja mogu dospeti u znatnoj količini u atmosferu i za vreme šumskih, savanskih, stepskih i drugih velikih požara.

Znatne količine čestica raznih soli ($MgCl$, $NaCl$ i dr), dospevaju u vazduh sa površine mora i okeana. U stvari one dospevaju u vazduh zajedno sa kapljicama vode za vreme talasanja morske površine. Ove sićušne kapljice vode isparavaju, a čvrsti sastojci koji se nalaze u njima ostaju da neko vreme lebde u vazduhu.

Aktivni vulkani takodje predstavljaju izvor pridodataka atmosfere, i to kako u gasovitom, tako i u čvrstom stanju.

Za vreme strahovito snažne erupcije vulkana Krakatau 26.VIII 1883. god. izbačeno je u atmosferu oko 36 000 tona vulkanskog pepela, čak do visine od 80 km. Ovaj se pepeo veoma sporo taložio (oko 70 m na dan), tako da se zadržao u atmosferi oko 2 godine. U toku tog perioda, nošen vazdušnim strujanjima, obišao je celu Zemljinu kuglu. Sličan slučaj desio se i za vreme erupcije vulkana Katmaj na Aljasci, 6.VI 1912. god. Tada je vulkanski pepeo pokrio područje na rastojanju od 150 km slojem debljine od 30 cm.

S obzirom da na Zemlji ima još aktivnih vulkana, atmosfera dobija značajne količine pridodataka iz ovih izvora.

U periodu dejstva jakih vetrova, naročito u pustinjskim i uopšte suvim predelima, uzdignuta prašina dospeva takodje u atmosferu u znatnim količinama. Tako je npr. procenjeno da posle jakih prašinskih oluja u Severnoj Africi, vazdušnim strujanjima dospeva u Evropu, a naročito u njen mediteranski deo, $3,6 \times 10^6$ tona ove pustinjske prašine.

Zahvaljujući vazdušnim strujanjima sve čvrste čestice raznose se u atmosferi u vertikalnom i horizontalnom pravcu na znatna rastojanja od svojih izvora. Zbog toga je broj ovih čestica u jedinici zapremine vazduha (cm^3), kao i zbog taloženja, veoma promenljiv. On se kreće od nekoliko desetina do nekoliko stotina u vazduhu iznad predela gde nema intenzivnih izvora pridodataka atmosfere, kao što su npr. morske površine ili prostrana šumska područja. Iznad kopnenih ravničarskih krajeva sa siromašnijom vegetacijom, a naročito iznad stepskih i pustinjskih predela njihov broj dostiže do nekoliko desetina hiljada. U vazduhu iznad industrijskih rejona i većih gradova broj čvrstih čestica se naglo povećava i može dostići i do nekoliko miliona.

U Tabeli 4 prikazan je približan prosečan broj ovih čestica u vazduhu različitih sredina.

Broj čvrstih pridodataka atmosfere veoma brzo se smanjuje sa povećanjem nadmorske visine. Oni su prisutni uglavnom u vazduhu troposfere i to u njenom donjem delu. Na visini oni dospevaju samo zahvaljujući vertikalnim vazdušnim strujanjima pri kojima dolazi do mešanja nižih i viših slojeva vazduha. Usled težine koja je neuporedivo veća od težine gasovitih sastojaka atmosfere, dolazi do njihovog gravitacionog taloženja, koje je brže ukoliko su im dimenzije veće. U Tabeli 5 prikazano je opadanje broja čvrstih čestica sa visinom prema Vigandovim merenjima.

Tabela 4. Prosečan broj čvrstih čestica u vazduhu različitih sredina

Sredina	Broj čestica u cm^3 vazduha
Veliki grad	150 000
Manji grad	35 000
Polje	10 000
Planina ispod 1 000 m	6 000
Planina 1 000-- 2 000 m	2 000
Planina iznad 2 000	1 000
Okeani i mora	1 000

Tabela 5. Promena broja čvrstih čestica u vazduhu sa povećanjem nadmorske visine

Visina u kilometrima	broj čestica u cm^3 vazduha
0,1	45 000
1	6 000
2	7 000
3	200
4	100
5	50
6,5	20

Dimenzije ovih čvrstih čestica su veoma različite, ali su one u svakom slučaju mikroskopskih veličina. Njihov prečnik uglavnom nije veći od 1,5 μ, ali ponekad mogu dostići i prečnik od 20 μ, pa i nešto veći.

Razumljivo je da u nižim slojevima troposfere preovladjuju čestice većih, a u višim slojevima manjih dimenzija.

Merenjima je utvrdjeno da postoji dosta pravilna godišnja i dnevna promena u vertikalnoj raspodeli čvrstih atmosferskih pridodataka. Leti i danju, kada su vertikalna strujanja vazduha jača nego zimi i noću, količina čvrstih čestica uopšte, a posebno onih sa većim dimenzijama, povećana je na većim visinama.

Značaj čvrstih pridodataka atmosfere je vanredno veliki. Oni upijaju i reflektuju Sunčevo zračenje i Zemljino izračivanje i time utiču znatno na toplotno i uopšte energetsko stanje atmosfere i Zemljine površine. Tako npr. oblaci vulkanske prašine iz vulkana Krakatau u jednom periodu oslabili su Sunčevo zračenje u pojedinim delovima Evrope čak za 70-80%. Za vreme velikog šumskog požara u Sibiru 1915. god. na površini od oko 1 600 000 km^2 oslabljeno je Sunčevo zračenje u mesecu avgustu čak do 65%. To je dovelo do zakašnjenja u sazrevanju žitarica za 10 do 15 dana u svim krajevima koji su bili zahvaćeni oblacima ovih čestica sagorevanja.

Čvrste čestice koje su higroskopne imaju posebnu ulogu u atmosferskim procesima kondenzacije i sublimacije, tj. u obrazovanju oblaka, magli i padavina.

Mnogi uticaji i uloge čvrstih pridodataka atmosfere u atmosferskim procesima i pojavama biće još razmatrani u nizu odeljaka ovog udžbenika.

U pridodatke atmosfere treba ubrojiti i kapljice vode i ledene kristale. Ove uglavnom mikroskopski sićušne čestice vode, koje nastaju kao rezultat procesa kondenzacije i sublimacije, duže vremena se zadržavaju u atmosferi. One takodje vrše značajno upijanje i odbijanje Sunčevog zračenja i Zemljinog izračivanja.

Ostala gasovita i tečna jedinjenja, koja se povremeno javljaju u manjim količinama uglavnom u prizemnim slojevima atmosfere, nemaju većeg značaja osim što neka od njih takodje deluju kao atmosferska jezgra kondenzacije.

Treba napomenuti da se u atmosferi u izvesnoj količini nalaze i neki radioaktivni hemijski elementi, tzv. emanacije, kao što su radon (Rn), toron (Tn) i aktinon (An). Sve ove emanacije dospevaju u atmosferu kao produkti raspadanja radioaktivnih minerala, koji se nalaze u gornjim slojevima Zemljine kore i u prirodnim vodama.

Količina radioaktivnih elemenata u atmosferi ne samo da je mala, već i veoma promenljiva. Menja se i u vremenu i u prostoru. Tako je npr. veća iznad kopna nego iznad mora. Smanjuje se veoma brzo u vertikalnom pravcu. Medjutim, može se naglo smanjiti i u prizemnom sloju kada se pojačaju vertikalna strujanja vazduha koja ove emanacije odnose u više slojeve.

Stepen prirodne radioaktivnosti u troposferi menja se zahvaljujući i procesima kruženja vode. Tako npr. pojačanje isparavanja vode doprinosi povećanju radioaktivnih elemenata u atmosferi. Nasuprot ovome, padavine koje ih spiraju zajedno sa drugim atmosferskim pridodacima smanjuju ovu prirodnu radioaktivnost atmosfere.

Poznato je da zračenje koje odaju radioaktivne materije može biti biološki veoma štetno, pa čak i smrtonosno, ukoliko njegov intenzitet nadmaši vrednost koju živa bića podnose bez posledica. Prirodna radioaktivnost donjih slojeva atmosfere je veoma mala i nije štetna. Medjutim, u atmosferu već nekoliko decenija dospevaju i radioaktivne materije koje se oslobadjaju u toku veštački izazvanih nuklearnih procesa.

U lokalnim razmerama radioaktivne čestice dospevaju iz raznih nuklearnih postrojenja, kao što su nuklearni istraživački reaktori i nuklearne elektrane. U normalnim uslovima rada ovih postrojenja ove čestice dospevaju u atmosferu u zanemarljivoj količini, tako da ne povećavaju radioaktivnost vazduha iznad dozvoljenih vrednosti. Medjutim, uvek postoji opasnost, a takvi slučajevi se povremeno i dogadjaju, da zbog nepredvidjenih havarija atomskih reaktora, dospe u atmosferu takva količina veštački stvorenih radioaktivnih materija koja u dužem periodu može u lokalnim razmerama biti opasna za živi svet.

Ipak najveća veštačka povećanja radioaktivnosti atmosfere nastaju u toku eksplozija nuklearnih bombi. Ova veštački povećana radioaktivnost može biti veoma štetna. Opasnost

ne leži samo u povećanju radioaktivnog zračenja u atmosferi, već i u taloženju radioaktivnih čestica na Zemljinu površinu, koje preko hrane i vode dospevaju u ćelije živih bića. Naime, za vreme nuklearnih eksplozija u atmosferu, i to do vrlo velike visine, dospeva velika količina čestica površinskih slojeva Zemljine površine. Ove čestice, slično vulkanskom pepelu, talože se veoma sporo i to naročito ako stignu u stratosferu. Medjutim, posle izvesnog vremena one ipak dospevaju na Zemljinu površinu i to čak na vrlo velika udaljenja od mesta eksplozije, nošene stratosferskim i troposferskim horizontalnim strujanjima vazduha.

Kao što se može zaključiti, eksplozije nuklearnih bombi povećavaju količinu čvrstih pridodataka atmosfere. Iako se značaj ovih pridodataka ne može potpuno zanemariti, oni ipak ni približno nemaju takvu ulogu kao oni iz napred opisanih izvora. Ove čestice se javljaju samo povremeno u atmosferi, i to u poslednje vreme veoma retko. Osim toga i kada stignu u atmosferu njihova količina je neuporedivo manja od ostalih pridodataka atmosfere. Tako npr. eksplozijom jedne snažne hidrogenske bombe dospe u atmosferu oko hiljadu puta manje čestica nego što je to bio slučaj za vreme erupcije vulkana Krakatau.

2.3.4. Hemijski sastav heterosfere

Početkom XIX veka (1803. god.) Dalton je otkrio zakon da se svaki gas u smeši gasova rasporedjuje i ponaša u zavisnosti od svojih osobina, tj. nezavisno od drugih gasova. Ovim otkrićem u stvari počela je era ispitivanja hemijskog sastava viših slojeva atmosfere. Na osnovu ovog zakona, primenjenog na atmosferske uslove, došlo se do zaključka da su gasoviti sastojci vazduha rasporedjeni u vertikalnom pravcu u zavisnosti od njihove težine. Naime, po ovoj teoriji o gravitacionom izdvajanju gasova smatralo se da se količina težih gasova veoma brzo smanjuje u vertikalnom pravcu i da na većim visinama preovladjuju laki gasovi, kao što su vodonik i helijum.

Da bi se potvrdila ova pretpostavka izvršena su mnoga eksperimentalna ispitivanja. Ipak još u XIX veku ispitivanja hemijskog sastava vazduha na nekim planinskim meteorološkim stanicama demantovala su pobornike ove teorije. Utvrdjeno je da je hemijski sastav ovog visinskog vazduha isti sa onim u blizini morskog nivoa.

Kasnijim laboratorijskim analizama uzoraka vazduha uzetih pomoću aerostata (vezanih balona bez ljudske posade) sa još većih visina dobijeni su isti rezultati. Time je konačno odbačena teorija o gravitacionom izdvajanju gasovitih sastojaka atmosfere.

Naročito intenzivna istraživanja fizičkih i hemijskih osobina viših slojeva troposfere i nižih slojeva stratosfere, pomoću aerostata i stratostata, izvršena su u toku četvrte decenije XX veka. Tada je izvršeno više hemijskih analiza uzoraka vazduha, i to sloja izmedju 14 i 29 km. Neki na ovaj način dobijeni rezultati o udelu kiseonika u jedinici zapremine vazduha na većim visinama prikazani su u Tabeli 6.

Tabela 6. Neki rezultati merenja udela kiseonika u vazduhu većih visina

Letelica	Godina	Visina u km	Udeo u %
Aerostat Prokofjeva	1933.	18,0	20,95
Aerostat Stivensa	1935.	22,0	20,945
Balon-automat Regera	1935.	14,5	20,89
"	1935.	18,3	20,84
"	1935.	22,2	20,57
"	1936.	19,0	20,87
"	1936.	24,0	20,74
"	1936.	28,5	20,39

Posle II svetskog rata, primenom usavršenih spektografskih metoda, usavršenih sondažnih balona koji dostižu visinu i od preko 40 km, raketnih letilica, i od 1957. god. Zemljinih veštačkih satelita, upoznat je hemijski sastav atmosfere praktično do njene gornje granice.

Na osnovu ovih istraživanja utvrdjeno je da se do visine od 90-95 km relativan odnos gasova u jedinici zapremine veoma malo menja u odnosu na prizemni vazduh. Zbog toga je ovaj hemijski homogen sloj atmosfere i nazvan homosfera.

Iznad ovog sloja počinje bitna izmena hemijskog sastava vazduha i prelazi se u atmosferu heterogenog sastava, tj. heterosferu. U izvesnoj meri to se može pripisati i gravitacionom izdvajanju težih i lakših gasova, zbog kojeg se npr. smanjuje količina argona i azota. Medjutim, tu se prvenstveno radi o fizičko-hemijskim procesima koji se odigravaju u visokoj atmosferi pod uticajem energije koju zrači Sunce. Najvažniji je proces disocijacije molekula kiseonika na atome pod dejstvom Sunčevog kratkotalasnog zračenja. Na visini od 100 km disocirano je 6,7% molekula O_2, a na visini od 110 km čak 95,6%. Iznad 130 km kiseonik se praktično sav nalazi u atomskom stanju.

Atomski kiseonik je lak gas, čija je težina upola manja od njegove težine u molekularnom stanju. To je nesumnjivo osnovni razlog zbog čega je na visini od oko 200 km izjednačena njegova količina sa količinom molekularnog azota.

Proces gravitacionog odvajanja gasova dovodi na većim visinama do još većeg smanjenja količine azota u molekularnom stanju. Tako se u sloju izmedju 300 i 1 000 km, osim preovladjujućeg atomskog kiseonika, javlja neznatna količina atomskog azota. Na ovim visinama

javljaju se normalno i laki gasovi vodonik i helijum.

Sa ovakvim saznanjem o hemijskom sastavu atmosfere opravdano se nameće pitanje o uzrocima otkazivanja teorije o gravitacionom razdvajanju gasova i to naročito u njenim donjim slojevima. U svakom slučaju tu se ne radi o netačnosti Daltonovog zakona, jer je on eksperimentalno dokazan. Nepostojanje slojaste hemijske strukture niže atmosfere, i pored znatnih razlika u težini njenih sastojaka, uslovljeno je vertikalnim (silaznim i uzlaznim) vazdušnim strujanjima. Ovim strujanjima, koja su naročito jaka u troposferi, meša se vazduh nižih i viših slojeva i time se održava približno konstantan odnos sastojaka atmosfere. U stratosferi vertikalna strujanja su znatno slabija i ne mogu u potpunosti da spreče gravitaciono odvajanje gasova. Medjutim, ona su, kao i u mezosferi, ipak dovoljna da spreče ovaj proces da dodje do jačeg izražaja. Zbog toga je hemijski sastav vazduha i u ovim atmosferskim slojevima veoma sličan onom u troposferi.

2.4. JONOSFERA

Istraživanjem fizičko-hemijskih osobina visokih slojeva atmosfere utvrdjeno je da je jedan deo molekula i atoma azota, kiseonika i drugih gasova naelektrisan pozitivno ili negativno, tj. da se nalazi u tzv. jonizovanom stanju.

Poznato je da se atomi svih hemijskih elemenata, najjednostavnije rečeno, sastoje od pozitivno nalektrisanog jezgra oko koga se, u zavisnosti od vrste hemijskog elementa, kreće odredjen broj negativno naelektrisanih čestica - elektrona. Ukoliko atomi raspolažu sa normalnim brojem elektrona, oni će po svojim električnim svojstvima biti neutralni. Naime, u takvom stanju količina pozitivnog i negativnog elektriciteta (električnog naboja) je izjednačena. Medjutim, pod uticajem nekih spoljnih faktora, tzv. jonizatora koji raspolažu velikom energijom, atomi mogu izgubiti jedan spoljni elektron. Zbog narušene ravnoteže u količini pozitivnog ili negativnog električnog naboja ove elementarne čestice gasova prestaju da budu električno neutralne. U prvom slučaju one postaju pozitivno, a u drugom slučaju negativno naelektrisane. Tako naelektrisani atomi, pa prema tome i molekuli, vazduha nazivaju se joni.

Glavni jonizatori koji dovode do napred opisanog procesa stvaranja jona, jesu radioaktivno, kosmičko i Sunčevo ultraljubičasto i rendgensko (X) zračenje.

Prvi jonizator uglavnom je značajan za stvaranje jona u prizemnim, a treći u visokim slojevima atmosfere. Kosmičko zračenje vrši jonizaciju u celoj atmosferi.

Električna pražnjenja i procesi sagorevanja, kao i drugi slični jonizatori imaju

sasvim ograničen uticaj i prostorno i vremenski te se zbog toga ne mogu smatrati značajnim.

Ispitivanjima je utvrdjeno da je broj jona u nižim gušćim atmosferskim slojevima veoma mali. To se tumači njihovim veoma brzim povratkom u neutralno stanje. Taj proces, tzv. rekombinacije, odigrava se u susretu jona suprotnih znakova koji se tada mogu uzajamno neutralizovati. Zato je takva mogućnost veća što su oni bliži jedan drugom, što je pojava u gušćim slojevima atmosfere.

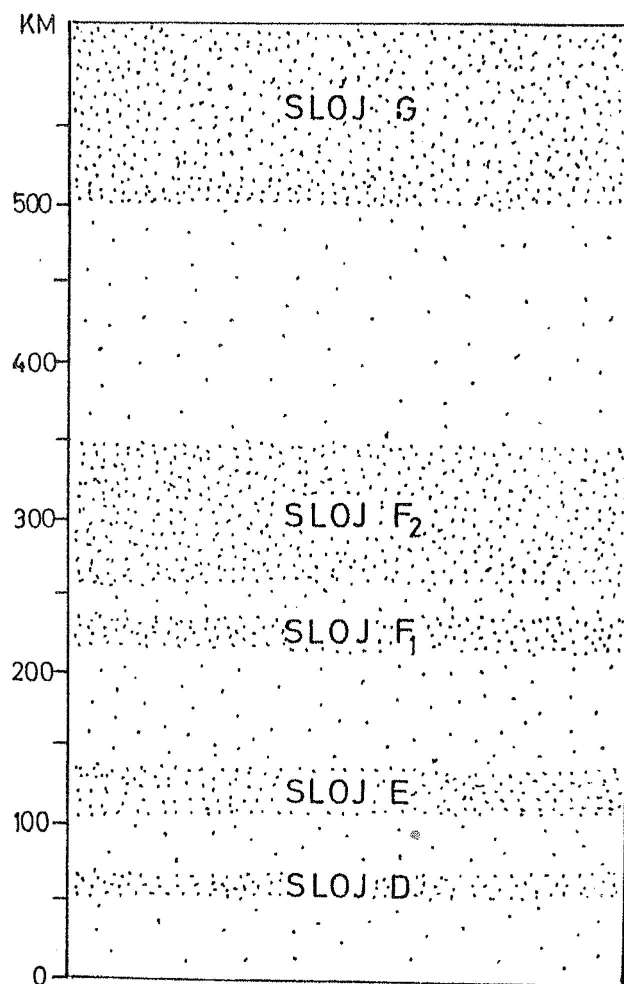
Zbog smanjenja uslova za proces rekombinacije i sve većeg uticaja tako značajnog jonizatora kao što je Sunčevo ultraljubičasto zračenje, broj jona se povećava u višim redjim slojevima atmosfere. Time se povećava i njihova električna provodljivost.

Raznim metodima istraživanja, uključujući geofizičke rakete i veštačke Zemljine satelite, utvrdjeno je da se na visini od 300 km nalazi u jonizovanom stanju oko 0,1% molekula i atoma vazduha, na visini od 800 km manje od 10%, a tek na visini od 2 000-3 000 km većina čestica atmosferskih gasovitih sastojaka nije električno neutralna.

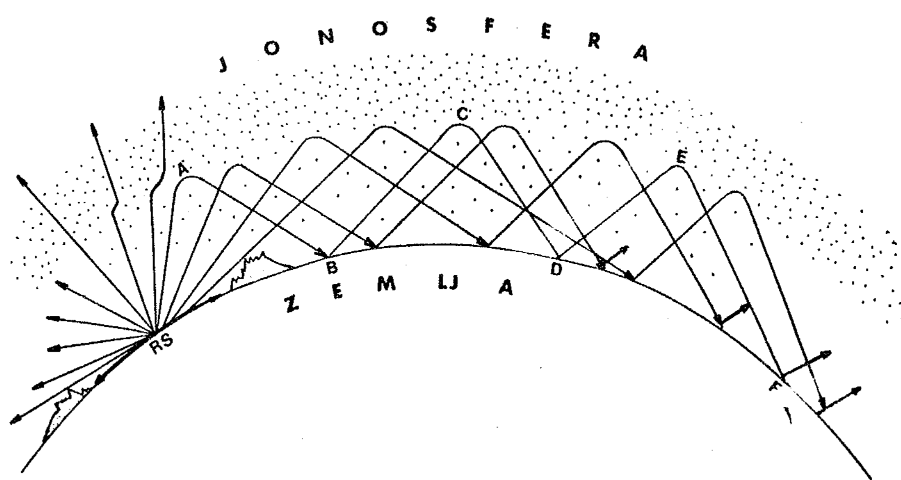
Sloj atmosfere sa povećanim brojem jona, tj. sa povećanom električnom provodljivošću, naziva se jonosfera. Donja granica ovog naelektrisanog dela atmosfere nalazi se približno na visini od oko 60 km, a gornja granica se praktično poklapa sa visinom na kojoj se atmosfera stapa sa kosmičkim prostorom (slika 4).

Istraživanjima električnih osobina jonosfere utvrdjeno je da joni u njoj nisu ravnomerno rasporedjeni, već da postoje slojevi u kojima je njihov broj znatno povećan. Tako su otkriveni tzv. jonosferski slojevi, koji su obeleženi velikim slovima abecede. Raspored ovih slojeva prikazan je na slici 6.

Jonosferski slojevi imaju poseban značaj u radiotelegrafiji i radiotelefoniji, jer znatno utiču na prostiranje radio-talasa. Kada njih ne bi bilo, domet radio-talasa bi bio veoma ograničen. Radio-talasi, usmereni u vertikalnom pravcu, bez smetnje bi odlazili u vasionski prostor bez povratka. Čujnost radio-emisija bi bila ograničena samo na daljinu koju bi horizontalno usmereni radio-talasi prevaljivali ne nailazeći na prirodne prepreke. Medjutim, zahvaljujući višestrukom odbijanju od jonosferskih slojeva i Zemljine površine, oni su u mogućnosti da prevale bez posebnih releja više hiljada kilometara, pa čak i da obidju celu Zemlju. Prikaz širenja radio-talasa i njihovo odbijanje od jonosferskih slojeva dat je na slici 7. na kojoj je sa RS označen izvor radio-talasa.



Slika 6. Raspored jonosferskih slojeva



Slika 7. Širenje radio-emisija pod uticajem jonosferskih slojeva

Treba napomenuti da svi jonosferski slojevi nemaju podjednaku ulogu u širenju radio-talasa. Neki od njih imaju veću moć odbijanja (moć refleksije), a neki ih čak i apsorbuju, slabeći time snagu i domet radio emisija. Osim toga, oni nejednako odbijaju radio-talase različitih talasnih dužina (duge i srednje, kratke i ultrakratke), pa čak neke od njih propuštaju, a neke upijaju.

Najznačajniji jonosferski slojevi su E i F. Oni zbog najveće koncentracije jona najviše reflektuju radio-talase. Prvi E sloj, koji još nazivaju Kenele-Hevisajdov sloj po naučnicima koji su ga istovremeno otkrili 1902. god. i u znatnoj meri ispitali, nalazi se na visini od 110 do 140 km. U njemu su negativni joni u maloj količini, a preovladjuju elektroni. Drugi, sloj, počinje iznad 220 km i prostire se približno do 350 km. Ovaj sloj se u delu atmosfere koji je izložen Sunčevom zračenju, tj. u dnevnom periodu i to naročito leti, deli na dva sloja - F_1 i F_2. U stvari sloj F tada, zbog povećanog broja jona, postaje deblji, da bi u toku noći postao opet jedinstven, ali zbog smanjenog broja jona i tanji. U njemu je koncentracija pozitivnih jona približno ravna koncentraciji elektrona. Negativnih jona ima veoma malo.

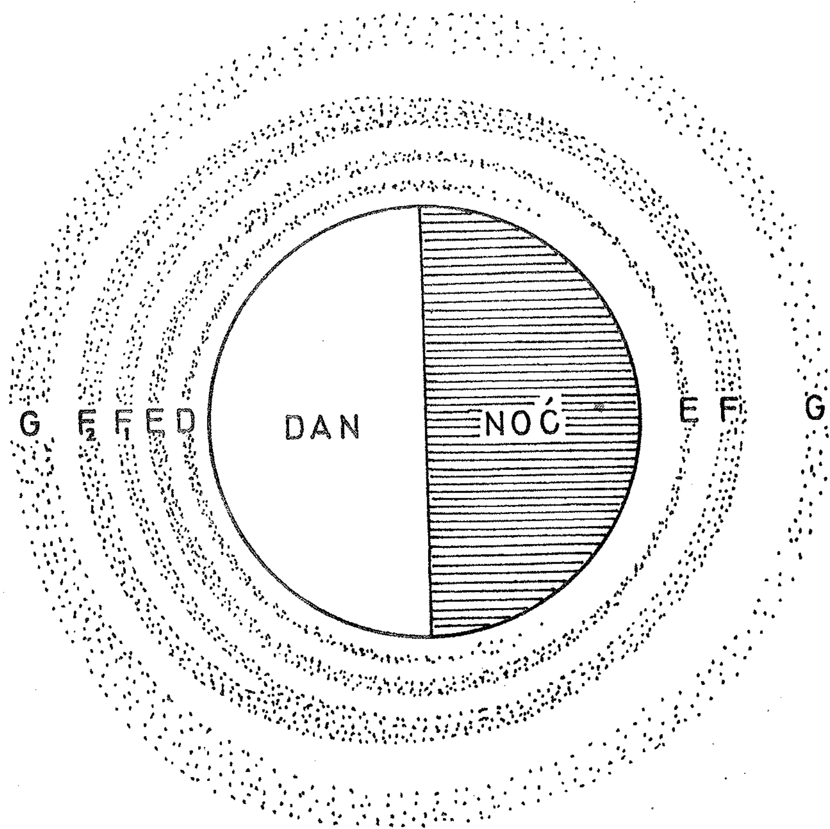
U dnevnom periodu javlja se još jedan jonosferski sloj - sloj D i to na visini od oko 60 km. U njemu preovladjuju molekularni negativni joni i slobodni elektroni. Zbog male koncentracije jona u odnosu na ostale slojeve kao i visine na kojoj se javlja sloj D ustvari i ne pripada pravoj jonosferi. Ipak on nije beznačajan, jer mnogo više upija radio-talase nego što ih reflektuje. Na taj način znatno slabi radio-emisije.

Pojava sloja D, kao i jačanje i podela sloja F u dnevnom periodu (i to naročito leti) očigledno ukazuje na veliki značaj Sunčevog ultraljubičastog zračenja kao jonizatora. Na slici 8 prikazan je raspored jonosferskih slojeva u delu atmosfere koji je izložen Sunčevom zračenju (dan) i u delu atmosfere koji je u senci Zemlje (noć).

Novijim istraživanjima utvrdjeno je prisustvo još jednog jonosferskog sloja izmedju 400 i 500 km visine - sloja G. Osobina, značaj i uloga ovog sloja nisu još dovoljno poznate jer se još ispituju.

Ova istraživanja, koja se danas vrše pomoću Zemljinih veštačkih satelita i tako zvanim radio-astronomskim metodima, ukazuju da se iznad 1 000 km po svemu nalaze još nekoliko slojeva sa povećanom koncentracijom jona. Ti jonosferski slojevi nalaze se u veoma razredjenim slojevima atmosfere, pa je i broj jona u njima veoma mali. Medjutim, oni i pored toga izgleda utiču na širenje radio-talasa, a što je veoma značajno za radio-komunikacije sa veštačkim Zemljinim satelitima i drugim istraživačkim letilicama koje se upućuju u kosmički prostor.

Osim napred navedenih promena u broju jona, koje su u vezi sa dobom dana i godine (maksimum danju i leti, minimum noću i zimi), stepen jonizovanosti atmosfere se dosta odredjeno menja i usled promena u aktivnosti Sunca u periodima od 11,2 god. (vidi objašnjenje o aktivnosti Sunca u Glavi 3). Medjutim, u jonosferi povremeno mogu da nastupe i nepravilne (neperiodske) promene kada u atmosferu dolaze rojevi elektrona (elektronski oblaci) poreklom iz kosmičkog prostranstva. Isto kao i kod promene u Sunčevoj aktivnosti, naročito kada je ona maksimalna i kada se javljaju erupcije Sunčeve hromosfere, ovi rojevi elektrona dovode do poremećaja u jonosferskim slojevima (jonosferske bure) i uopšte u elektromagnetnom polju Zemlje. To se odražava na širenje radio-talasa, tj. dovodi do znatnih smetnji u prijemu radioemisija.



Slika 8. Jonosferski slojevi u tamnom i Sunčevim zracima izloženom delu atmosfere

GLAVA 3

ENERGIJA ATMOSFERE

Atmosfera se nalazi u neprekidnom kretanju u horizontalnom i vertikalnom pravcu i u njoj se odigravaju raznovrsni i veoma složeni fizičko-meteorološki procesi, koji su od ogromnog značaja za život na Zemlji. Zbog toga se obično kaže da je ovaj gasoviti omotač Zemlje dinamička sredina.

Za sva ova kretanja vazduha i za razvoj atmosferskih procesa, koji dovode do promene fizičkog stanja atmosfere tj. vremena, neophodna je ogromna količina energije. Kada ne bi raspolagala sa ovom energijom, naša planeta bi bila hladno nebesko telo bez ikakvog života.

Energija koja daje život Zemlji i pokreće celokupnu atmosfersku "mašineriju", potiče od više izvora. To su u prvom redu oni koji se nalaze u vasioni: Sunce, zvezde, planete Sunčevog sistema i kosmičko zračenje. Neki od izvora energije atmosfere nalaze se na samoj Zemlji. To su njeno usijano jezgro i procesi raspadanja radioaktivnih materija u njenim površinskim slojevima.

Kada se medjusobno uporedi količina energije koja dolazi u atmosferu i na Zemljinu površinu iz svih ovih izvora, dolazi se do zaključka da je praktično značajna samo ona koju odaje Sunce. Svi ostali izvori daju tako malu količinu energije da je ona za zbivanja u atmosferi i na Zemljinoj površini beznačajna. Nestanak ove energije ne bi izazvao nikakve promene u atmosferi, biološkim i drugim procesima na Zemlji. Ipak, radi potpunijeg sagledavanja uloge svih ovih izvora energije atmosfere daće se i njihov kraći prikaz.

3.1. SUNCE KAO IZVOR ENERGIJE ATMOSFERE

Sunce, u uporedjenju sa drugim zvezdama iz porodice nebeskih tela, spada u grupu tzv. patuljastih zvezda. Ono ima linearni prečnik od 1 391 200 km, što znači da mu je površina 12 000 puta veća od Zemljine površine. Kakve su dimenzije u pitanju može se najbolje sagledati iz podatka da bi se u jednu šuplju loptu veličine Sunca moglo smestiti 1 250 000 lopti veličine Zemlje.

Težina ove Zemlji najbliže zvezde je 324 000 puta veća od Zemljine težine.

Zemlja se oko Sunca kreće brzinom od oko 30 km/sec po eliptičnoj putanji. To znači da će se ona u toku godine (365,25 dana), tj. u toku svoje revolucije, nalaziti na različitim rastojanjima od Sunca. Srednje rastojanje izmedju Zemlje i Sunca iznosi 149 450 000 km. Najbliže rastojanje, tzv. perihel, koje Zemlja dostiže 2. januara, iznosi 147 001 000 km. Najveće odstojanje, tzv. afhel, koje pada 4. jula iznosi 152 003 000 km.

Ovo ogromno rastojanje Zemlje i Sunca može se lakše shvatiti ako se daju neka uporedjenja.

Poznato je da se svetlosni zraci prostiru brzinom od 300 000 km/sec (tačnije 299 796 km/sec). Da bi oni prevalili ovaj put potrebno im je 8 minuta i 33 sekunde. Automobil koji bi prelazi ovo rastojanje brzinom od 100 km/čas, prevalio bi ga za 170 godina.

S obzirom na tako veliko rastojanje prema našim zemaljskim merilima, golim okom se na Suncu mogu zapaziti pojave najmanjeg prečnika od 700 km, a dobro uočiti one koje se mogu uporediti sa dimenzijama Zemlje.

Sunce je, kao i sve ostale zvezde, usijano gasovito nebesko telo. U njegovoj unutrašnjosti, prema današnjim procenama, temperatura dostiže i do 40 miliona stepeni. U površinskim slojevima je neuporedivo niža i iznosi svega oko 6 000°C.

Sastav gornjih slojeva Sunca je veoma složen. Oni se sastoje od neprozračnog sloja fotosfere i spoljnjeg prozračnog sloja tzv. sunčeve atmosfere. Ovaj poslednji sloj deli se još na niži sloj, tzv. donju hromosferu (obrtni sloj) debljine oko 500 km, i na hromosferu koja se nalazi iznad njega i dostiže visinu od 12-14000 km, a sastavljena je od lakih gasova kao što su vodonik i helijum. Nad hromosferom se nalazi spoljni omotač Sunca, tzv. korona, čija je debljina veća od milion kilometara.

Sunce emituje u svakoj sekundi količinu energije koja bi se inače mogla dobiti samo ako bi na jednom mestu sagorelo 11 600 biliona tona kamenog uglja. Prema tome, ako bi

se masa Sunca sastojala od čistog uglja, pri ovakvom oslobadjanju energije ono bi u potpunosti sagorelo za svega 3 000 godina. Medjutim, naučno je dokazano da ono već više milijardi godina u skoro konstantnoj količini odaje svoju energiju u vasionski prostor.

Energija koju odaje Sunce oslobadja se u atomskim procesima u njegovoj unutrašnjosti. Pri fantastično visokoj temperaturi i pritisku koji tamo vladaju, struktura atoma ne može ostati nepromenjena. Oni se u tzv. procesu fisije cepaju na sastavne deliće, a ovi se u haotičnom kretanju, u tzv.procesu fuzije, ponovo spajaju u atome istih ili drugih hemijskih elemenata. U toku ovih procesa neprekidno se oslobadja ogromna količina unutrašnje energije atoma tzv. atomska energija.

Pri sagorevanju jednog kilograma uglja oslobadja se oko 8,5 kilovat časova energije. Ako bi se oslobodila unutrašnja energija atoma tog kilograma uglja, dobilo bi se 25 milijardi kilovat časova energije ili oko 3 milijarde više nego u procesu sagorevanja.

Sunčeva energija se u Zemljinoj atmosferi i na Zemljinoj površini pretvara u druge oblike energije. Najvećim delom ona prelazi u toplotnu energiju, koja i predstavlja osnovnu energiju za sva zbivanja u atmosferi.

Zemljina površina i njena atmosfera primaju svega 1/2 000 000 000 deo energije koju Sunce emituje u vasionski prostor. Koliki je efekat tog neznatnog dela od ukupne Sunčeve energije najbolje se može zaključiti iz nekoliko primera.

Sa ukupnom količinom ove energije koja dospe za godinu dana u atmosferu i na Zemljinu površinu mogao bi se:

- otopiti sloj leda debljine od 35 m koji bi pokrivao celu Zemljinu površinu;
- zagrejati bilion tona vode od $0^{o}C$ do $100^{o}C$;
- ispariti sloj vode od 4,5 m koji bi pokrivao celu Zemljinu površinu.

3.2. OSTALI IZVORI ENERGIJE ATMOSFERE

Na površini većine zvezda vladaju vrlo visoke temperature, koje dostižu pa i prelaze 20 $000^{o}C$. Iako to govori da u njima postoje slični ili čak intenzivniji atomski procesi nego u unutrašnjosti Sunca, energija koja od njih dospeva u Zemljinu atmosferu i na njenu površinu neznatna je.

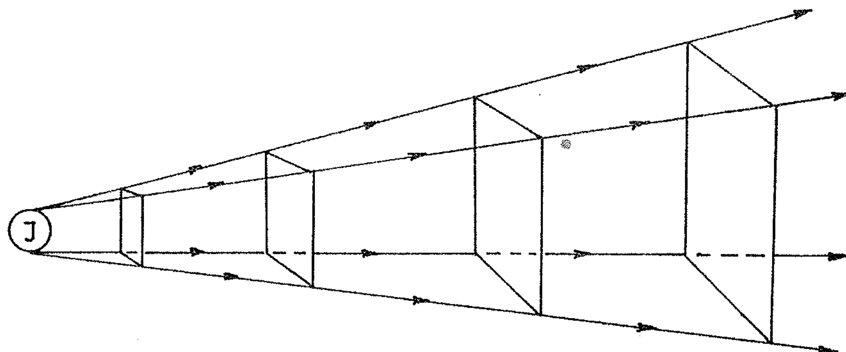
Prema nekim proračunima smatra se da u ukupnoj energiji atmosfere učestvuje energija poreklom sa svih zvezda u količini koja je približno 31 milion puta manja od Sunčeve zračne energije.

Nameće se pitanje zašto ova energija dolazi do Zemlje u toliko maloj količini, kada se zna da ona ne može biti oslabljena, bar ne značajnije, pri prolasku kroz vasionski prostor.

Poznato je da sa najbližih zvezda emitovana energija, krećući se brzinom svetlosti, dolazi do Zemlje za 3 do 13 godina. Znači da su u pitanju vanredno velika rastojanja, koje zračenje kao nosilac ove energije treba da prevali kroz medjuzvezdani prostor.

Ovi zraci, polazeći od svakog pojedinačnog izvora, prostiru se pravolinijski na sve strane i sa udaljavanjem šire se na sve veću površinu, kao što je to prikazano na slici 9.

Posmatranjem ove slike može se odmah uočiti da se ista količina energije sa većim udaljavanjem od izvora zračenja, rasporedjuje na sve veću površinu, čime se smanjuje njen efekat po jedinici površine. Iz fizike je poznato da je intenzitet zračenja na ozračenoj površini u obrnutoj srazmeri sa kvadratom odstojanja te površine od izvora zračenja.



Slika 9. Prostiranje zračne energije od izvora zračenja (I)

Prema tome zračna energija sa zvezda, prevaljujući tako velika rastojanja, rasporedjuje se na ogromnu površinu kosmičkog prostora. Na Zemlju, koja po dimenzijama predstavlja sićušnu tačku u kosmičkom prostoru dolazi njen veoma mali deo. Izvesna količina energije dolazi zračenjem na Zemlju i sa planeta Sunčevog sistema. S obzirom da se radi o hladnim nebeskim telima bez sopstvene energije, ovo zračenje je u stvari reflektovano Sunčevo zračenje ili toplotno (infracrveno) zračenje njihove površine koja je zagrejana Sunčevom zračnom energijom.

Da i ova energija, iako po količini veća od energije svih zvezda, predstavlja beznačajan deo atmosferske energije, pokazuje deo koji dolazi na Zemlju sa njenog prirodnog

satelita Meseca i koji joj jedino nešto znači. Prema proračunima, sa celokupnom godišnjom količinom ove energije, i to da je reflektuje i odaje neprekidno cela vidljiva strana Meseca (pun Mesec), može se:

- istopiti sloj leda debljine 0,2 mm koji bi pokrivao celu Zemljinu površinu;
- povećati temperatura Zemljine površine za 0,00017^{o}C.

Zanemarljiv udeo u ukupnoj energiji atmosfere ima i tzv. kosmičko zračenje. Ono je inače nosilac energije veoma velike snage, ali njena ukupna količina nema većeg uticaja na atmosferske procese i pojave. Poreklo ovog zračenja nije u potpunosti razjašnjeno. Poznato je da ovi zraci potiču sa Sunca i iz dubine kosmičkog prostora, a pretpostavlja se da nastaju kao rezultat do sada još nedovoljno poznatih procesa na Suncu i u dalekim zvezdanim i galaktičkim sistemima. Najnovija istraživanja govore da se ovo zračenje sastoji pretežno od pozitivno naelektrisanih čestica, i to protona iz jezgra vodonika i helijuma.

Energija koja dolazi iz svih ovih kosmičkih izvora, ne iznosi više od desetohiljaditog dela Sunčeve zračne energije.

Poseban izvor atmosferske energije je Zemljina usijana unutrašnjost. Ona neprekidno odaje toplotnu energiju koja, provodjenjem kroz relativno tanak sloj Zemljine kore, dospeva u atmosferu.

Ova toplotna energija je 5 000 puta manja od toplotne energije koja dolazi sa Sunca. Sa njome se može povećati temperatura Zemljine površine tek za 0,15^{o}C. To znači da i ova energija ne utiče značajnije na opšte energetsko stanje atmosfere, pa prema tome i na zbivanja u njoj.

Količina energije koja se oslobadja raspadanjem radioaktivnih materija u površinskim slojevima Zemlje toliko je beznačajna da ne zaslužuje nikakvu pažnju.

Sve ovo potvrdjuje napred istaknut zaključak da je glavni izvor energije za Zemlju i njenu atmosferu Sunce. Sve vrste energije proizlaze iz Sunčeve zračne energije, tj. sva zbivanja na Zemljinoj površini i u njenoj atmosferi su rezultat delovanja ove energije.

Treba napomenuti da u današnje vreme čovečanstvo koristi, uglavnom sagorevajući fosilna goriva, veoma mali deo Sunčeve energije od one koja za godinu dana dodje na Zemljinu površinu-prosečno 49 kcal/cm^2. U industrijskim i gusto naseljenim oblastima koristi se do 1 kcal/cm^2 godišnje, a u onim najrazvijenijim, na površini od nekoliko desetina kvadrat-

nih kilometara, čak 100 kcal/cm^2. Za sada nije značajan uticaj ove toplotne energije na stanje atmosfere i vremenske procese u njoj, izuzev u izvesnoj meri lokalno, jer u proseku za celu Zemljinu površinu njena količina iznosi godišnje svega 0,02 kcal/cm^2.

Godišnji porast oslobadjanja ove energije danas iznosi oko 4%. Prema naučnim procenama uskoro će se on povećati na 10%, pa čak i više u vezi sa perspektivama oslobadjanja i korišćenja atomske energije. Uzimajući da je ova procena realna, može se očekivati da će količina energije koju čovek oslobadja i koristi prevazići onu koja dolazi sa Sunca za manje od 100 godina. To znači da će u relativno bliskoj budućnosti ova energija imati velikog uticaja na energetsko stanje atmosfere, pa prema tome i na vremenska zbivanja u njoj.

Kada se govori o perspektivama sve većeg oslobadjanja atomske energije, ne misli se na energiju koja se oslobadja povremenim eksplozijama nuklearnih bombi. Sve procene u stvari se odnose na onu energiju koja će se koristiti u mirnodopske svrhe i koja će sve više zamenjivati onu koja se dobija sagorevanjem fosilnih goriva.

Za uticaj energije koja se oslobadja u eksplozijama nuklearnog oružja može se reći da je na energetsko stanje atmosfere beznačajan. Ona može uticati na meteorološke pojave i procese samo lokalno i u kratkom vremenskom periodu. Kao prilog ovoj tvrdnji može poslužiti podatak da energija koja se oslobodi za 24 časa u jednom tropskom ciklonu-orkanu (tajfunu, harikenu) prevazilazi za 250 000 puta onu energiju koja se oslobodila pri eksploziji atomske bombe koja je bačena na Hirošimu. Jedan olujni oblak raspolaže količinom energije koja je jednaka onoj koja se oslobadja eksplozijom tri takve atomske bombe u sekundi.

3.3. SUNČEVO ZRAČENJE

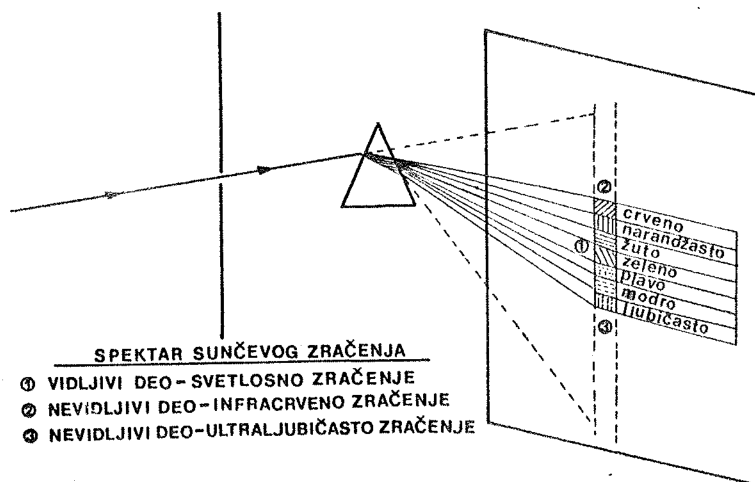
Energiju oslobodjenu u atomskim procesima Sunce odaje svojim zračenjem i zbog toga se često ova energija i naziva Sunčeva zračna energija. Ovo zračenje ima veoma složen sastav.

Veoma često u svakodnevnom životu, kada se misli na Sunčevo zračenje, govori se o Sunčevoj svetlosti. Ovakvo shvatanje je potpuno pogrešno, jer je svetlosna energija samo jedna od više vrsta energije koje se nalaze u sastavu Sunčeve zračne energije. Nije potrebno mnogo truda i sredstava da bi se ovo dokazalo. Razne pojave sa kojima se susrećemo u svakodnevnom životu, a koje su posledica dejstva Sunčevog zračenja, veoma ubedljivo pokazuju da ono nije nosilac samo svetlosti, odnosno svetlosne energije. Tako npr. naše telo izloženo ovom zračenju u prvom redu oseća njegovo toplotno dejstvo, iz čega se zaključuje da je ono nosilac i toplotne energije. Ako smo duže izloženi dejstvu Sunčevog zračenja, na našoj koži nastupiće primetne promene (crvenilo i tamnoća), koje su izazvane energijom koja ima hemijsko dejstvo.

Nešto složeniji eksperiment omogućiće da se dodje do još ubedljivijeg zaključka o složenom sastavu Sunčevog zračenja, i to samo jednog njegovog dela.

Uzme se prizma, sačinjena od neke kristalaste materije (staklo, kuhinjska so i sl.), i postavi se u zamračenu prostoriju, tako da na nju kroz jedan otvor pada snop Sunčevih zrakova. Na paravanu, postavljenom iza ove prizme, pojaviće se raznobojna svetla traka sa redosledom duginih boja. Taj svetlosni efekat nastaje prelamanjem svetlosnih zrakova, tj. razlaganjem vidljivog dela Sunčevog zračenja, kao što je prikazano na slici 10.

Prenošenje Sunčeve zračne energije kroz prostor do površine koja ovu energiju prima vrši se u talasnom kretanju. Ovaj, inače veoma složeni proces prenosa energije elektromagnetnim talasima, može se najjednostavnije, bez detaljnog ulaženja u njegovu pravu suštinu, uporediti sa prenosom energije putem talasa na vodi, npr. onih koji su uslovljeni padom kamena na mirnu vodenu površinu i koji se od tog mesta šire koncentrično. Kao što je veličina ovih talasa različita zavisno od količine energije upotrebljene za njihovo izazivanje, tako se i Sunčeva zračna energija ne prenosi ujednačenim talasnim kretanjem. Ona se prenosi, zavisno od svojih osobina, talasnim kretanjem različitih talasnih dužina*). Za merenje talasnih dužina raznih vrsta zračenja (radijacije), pa prema tome i Sunčevog zračenja, koriste se dužinske mere, i to:



Slika 10. Razlaganje Sunčevih svetlosnih zrakova kroz kristalastu prizmu - spektar Sunčevog zračenja

- μ (mikron) - hiljaditi deo milimetra;
- m μ (milimikron) - hiljaditi deo mikrona ili milioniti deo milimetra;
- Å (angstrem) - desetohiljaditi deo mikrona ili desetomilioniti deo milimetra.

Sunčevo zračenje ima veoma širok dijapazon, odnosno spektar talasnih dužina. Njega čine zračenja veoma različitih osobina, tj. ono je nosilac zračne energije veoma različitog kvaliteta i kvantiteta.

---

*) Pod talasnom dužinom podrazumeva se rastojanje izmedju dve tačke, koje se nalaze u istom položaju na dva susedna talasa. Ova jedinica se obeležava sa grčkim slobom λ (lambda).

Spektar Sunčevog zračenja najjednostavnije se deli na vidljivi i nevidljivi deo.

Vidljivi deo spektra ima talasne dužine izmedju 4000 i 7600 Å (0,40 do 0,76 μ). Zavisno od talasne dužine, zračenje u ovom delu spektra se posle prelamanja kroz neku sredinu razlaže na svetlosne zrake različite boje, i to na: ljubičaste, modre, plave, zelene, žute, narandžaste i crvene. Najveću talasnu dužinu imaju crveni svetlosni zraci (0,62-0,76 μ), a najmanju ljubičasti (0,40 - 0,46 μ).

U ovom delu Sunčevog zračenja na gornju granicu atmosfere dolazi 46,8% od ukupne količine Sunčevog zračenja. U njemu se, na talasnoj dužini od oko 0,47 μ, tj. u modroplavom delu vidljivog dela spektra, nalazi i maksimum Sunčeve zračne energije.

Nevidljivi deo spektra Sunčevog zračenja je takodje veoma složenog sastava. Najprostija njegova podela je na: kratkotalasno ultraljubičasto zračenje sa talasnim dužinama $\lambda < 0,40$ μ i dugotalasno infracrveno zračenje sa talasnim dužinama $\lambda > 0,76$ μ.

Na gornjoj granici atmosfere ultraljubičasti deo spektra sadrži 6,7%, a infracrveni 46,5% od ukupne količine Sunčeve zračne energije.

Prisustvo nevidljivog zračenja u spektru Sunčevog zračenja može se utvrditi u toku već napred opisanog eksperimenta pomoću kristalaste prizme.

Ako se na tamni prostor panoa neposredno iza ljubičastog vidljivog dela spektra, stavi fotografska ploča ili film posle njihovog razvijanja na njima će se primetiti "osvetljeni" deo. Ovaj efekat izaziva hemijsko dejstvo Sunčevog ultraljubičastog zračenja.

Infracrveno zračenje je uglavnom nosilac toplotne energije. Ova njegova osobina može se otkriti ako se na tamnom delu panoa, neposredno iza crvenog vidljivog dela spektra, postavi nagaravljeni rezervoar osetljivog termometra. On će ubrzo pokazivati višu temperaturu i time prisustvo toplotnog zračenja.

Kao što je napomenuto Sunčevo zračenje ima veoma složen sastav.

Pored napred navedenih zračenja Sunce takodje odaje rendgenske i korpuskularne zrake (mlazeve čestica). Ove poslednje se, prema predlogu američkog astrofizičara E. Parkera, nazivaju i sunčani vetar. Sastoje se pretežno od protona i elektrona, jezgara helijuma, ugljenika, azota, kiseonika i drugih elemenata, a izgleda i od neutrona. U blizini Zemlje u cm^3 ima do 5 takvih delova atoma poreklom sa Sunca.

Na kraju treba istaći da 99% od ukupne Sunčeve zračne energije dolazi u delu

spektra, čije su talasne dužine od $\lambda = 0,1$ do $4,0\ \mu$.

3.4. SUNČEVO ZRAČENJE NA GORNJOJ GRANICI ATMOSFERE

Velike promene u Sunčevom zračenju nastaju onda kada ono naidje na sredinu koja ga apsorbuje, reflektuje ili propušta prelamajući ga. Tek tada se ovo zračenje razlaže na svoje sastavne delove i dolazi do oslobadjanja pa prema tome i uticaja raznih vrsta energije koje ono nosi sa sobom.

Iz prednjeg proizlazi da se Sunčeva zračna energija, neizmenjena po sastavu i količini, može očekivati samo na gornjoj granici atmosfere. Promene do kojih ipak dolazi posledica su čisto astronomskih činilaca ili promena u Sunčevoj aktivnosti, o čemu će se kasnije govoriti.

Količina Sunčeve zračne energije koja dolazi pod pravim uglom na kvadratni santimetar (cm^2) gornje granice atmosfere u jednoj minuti, i to pri srednjem rastojanju Zemlje od Sunca, naziva se solarna konstanta. Njena vrednost iznosi 1,98 $gcal/cm^2 min$ *) i preporučena je za medjunarodnu upotrebu od Svetske meteorološke organizacije 1957. god.

Vrednost solarne konstante menjala se veoma često, s obzirom da je odredjivana na osnovu merenja na Zemljinoj površini i teoretski, pošto nisu postojale mogućnosti merenja intenziteta Sunčevog zračenja u gornjim slojevima atmosfere. Danas je to moguće pomoću veštačkih Zemljinih satelita, pa se zato mnogo više zna o intenzitetu i sastavu Sunčevog zračenja.

S obzirom da i ovim najsavremenijim merenjima još nije postignuta apsolutna tačnost u odredjivanju solarne konstante, smatra se da bi se eventualna greška mogla kretati u granicama od $\pm$ 5%.

Napred je napomenuto da se količina Sunčeve zračne energije koja dolazi na gornju granicu atmosfere menja usled izvesnih astronomskih činilaca. To znači da solarna konstanta nije apsolutno nepromenljiva, već da ustvari predstavlja jednu prosečnu vrednost.

---

*) Pod gram kalorijom (gcal) podrazumeva se ona količina toplotne energije, koja je potrebna da se gram vode zagreje za $1^{o}C$. Ova količina energije ekvivalentna je radu od 4 182 džaula. Veća jedinica je kilogram kalorija ili velika kalorija (kcal) koja ima 1000 gcal ili malih kalorija.

Za merenje količine, tj. intenziteta Sunčevog zračenja umesto gram kalorije može se koristiti i jedinica lengly (langley), koja se skraćeno obeležava sa ly. Ova jedinica, koja je tako nazvana prema imenu pionira u istraživanju Sunčevog zračenja, američkog naučnika Langlija (S.P. Langley), ima vrednost 1 ly/min = 1 $gcal/cm^2 min$.

Vrednost solarne konstante se menja zbog Zemljine revolucije, tj. zbog promena njenog položaja u toku godišnjeg kretanja oko Sunca.

Od perioda kada Sunčevi zraci do Zemlje prevaljuju najkraći put (perihel) do perioda kada je ovaj put najduži (afhel), količina Sunčeve zračne energije koleba u odnosu na prosečnu vrednost solarne konstante u granicama od ±3,5%.

Sunčevo zračenje se menja i usled procesa u Sunčevoj usijanoj masi, uglavnom u fotosferi, Sunčevoj atmosferi i koroni. Naime, dolazi do promena u intenzitetu atomskih procesa u veoma pravilnim razmacima od 11,2 godine. U ovom periodu smenjuje se maksimum i minimum Sunčeve aktivnosti, tj. periodi uznemirenog Sunca i mirnog Sunca, što se odražava na kvalitet, a prema mišljenju nekih naučnika i na kvantitet Sunčeve zračne energije.

U periodu maksimalne Sunčeve aktivnosti stvaraju se ogromni vrtlozi njegove usijane mase. Ovi procesi se u Sunčevoj fotosferi vidno manifestuju, izmedju ostalog pojavom i iščezavanjem taminijih površina, tzv. Sunčevih pega. U tim delovima Sunčeve fotosfere temperatura je osetno niža nego u njenim svetlijim delovima i iznosi oko 4 500^{o}C. Istovremeno se javljaju veoma svetle površine, u stvari oblasti jakog zračenja, koje se nazivaju Sunčeve buktinje.

U periodu maksimalne Sunčeve aktivnosti povremeno se sa njegove površine javljaju veoma snažna izbacivanja usijanih gasova, tzv. protuberance, kao i veoma snažne Sunčeve erupcije u kojima Sunce odaje povećanu količinu ultraljubičastog rendgenskog (X) i korpuskularnog zračenja[*)].

Odavno je već uočeno da su promene u Sunčevoj aktivnosti u tesnoj vezi sa nekim geofizičkim pojavama na Zemlji.

U periodu uznemirenog Sunca nastaju veći poremećaji u elektromagnetnom polju Zemlje, koji imaju za posledicu poremećaje u jonosferskim slojevima i veću čestinu i veći intenzitet polarne svetlosti. Medjutim, koliki je uticaj ovih promena na fizičko-meteorološke procese i pojave u atmosferi i na Zemljinoj površini do danas još nije dat precizan i dokumentovan odgovor. U svakom slučaju takav uticaj postoji. To se može tim pre tvrditi, kada se prema najnovijim istraživanjima uzima da u 11,2 godišnjem periodu aktivnosti Sunca količina Sunčeve zračne energije koleba u odnosu na vrednost solarne konstante za ±1,5%. Ova promena na prvi pogled nije tako značajna, ali ako se uzme da postoje takodje promene i u raspodeli energije u

---

*) Pod korpuskularnim zračenjem podrazumeva se prenošenje jednog manjeg dela Sunčeve zračne energije u vidu elektromagnetskih čestica materije.

pojedinim spektralnim područjima, one moraju imati uticaj i na zbivanja u atmosferi.

3.5. SUNČEVO ZRAČENJE U ATMOSFERI

Istraživanja spektra Sunčevog zračenja posle prolaza kroz atmosferu vrše se pomoću specijalnih optičkih instrumenata koji su zasnovani na principu njihovog razlaganja kroz prizmu. Ovi instrumenti nazivaju se spektroskopi i spektografi. Spektar Sunčevog zračenja dobijen na ovaj način može se direktno posmatrati ili po želji fotografisati, a zatim analizirati.

Proučavanja spektra Sunčevog zračenja pokazala su da se u njemu nalazi veliki broj više ili manje tamnih linija, koje su različite po širini i nepravilno su rasporedjene. Ove tamne linije pokazuju da jedan deo Sunčeve zračne energije nije uopšte ili nije delimično dospeo do Zemljine površine, nego ju je u tim talasnim dužinama zadržala sredina kroz koju je prolazila.

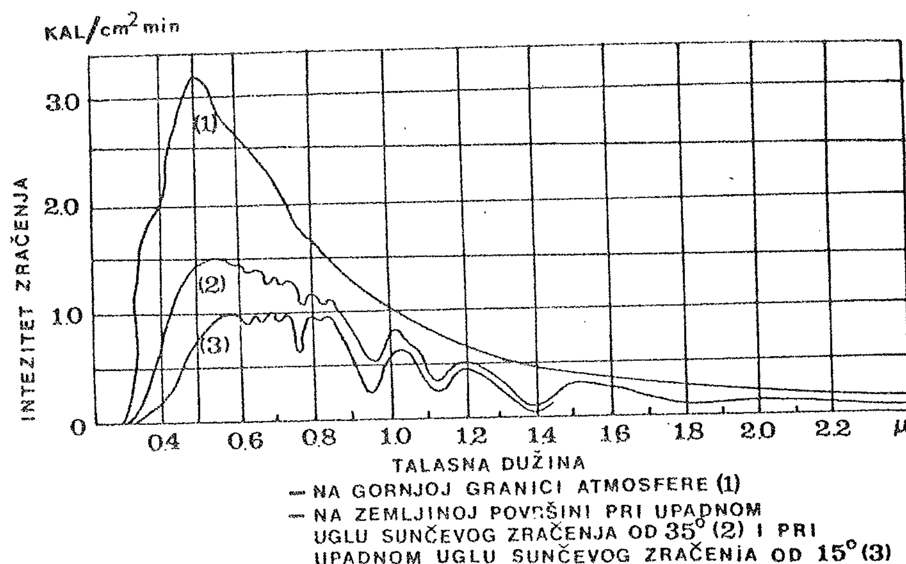
U spektru Sunčevog zračenja ima oko 14 000 tamnih linija koje su nastale apsorpcijom energije u samoj Sunčevoj atmosferi. Usled ove apsorpcije oslabljeno je zračenje koje emituje fotosfera za oko 8%. Po svom pronalazaču, koji ih je otkrio još 1841. god., ove apsorpcione linije nazvane su Fraunhoferove linije.

Medjutim, u spektru Sunčevog zračenja postoje i brojne tamne linije koje nisu posledica apsorpcije u Sunčevoj atmosferi.

Kao što je već napomenuto u paragrafu 2.3.2. i 2.3.3. ovo slabljenje Sunčevog zračenja, odnosno smanjenje količine energije koju ono nosi prema Zemljinoj površini, vrše u većoj ili manjoj meri sastojci i pridodaci atmosfere. Na slici 11. prikazana je raspodela energije u normalnom Sunčevom spektru izmedju 0,3 i 2,2 μ na Zemljinoj površini sa glavnim apsorpcionim delovima (puna linija) u odnosu na raspodelu na gornjoj granici atmosfere (isprekidana linija).

Smanjenje ukupne količine Sunčeve zračne energije pri prolasku kroz atmosferu može se utvrditi merenjima pomoću niza specijalnih instrumenata za merenje intenziteta Sunčevog zračenja, kao što su pirheliometri, solarimetri, aktinometri itd. Ovi instrumenti se postavljaju na meteorološkim stanicama ili se njihove različite varijante uzdižu pomoću aerostata, stratostata, sondažnih balona i raketa, kao i pomoću veštačkih Zemljinih satelita.

Pomoću ovih tzv. aktinometrijskih merenja mogu se meriti i proučavati promene u intenzitetu Sunčevog zračenja u vertikalnom i horizontalnom pravcu, uslovljene različitim uzrocima.



Slika 11. Raspodela energije u Sunčevom spektru na gornjoj granici atmosfere i na Zemljinoj površini

3.5.1. Apsorpcija Sunčevog zračenja u atmosferi

Sastojci atmosfere - gasovi i gasovita jedinjenja - vrše tzv. selektivnu (odabirajuću) apsorpciju Sunčevog zračenja, tj. oni uvek "odabiraju" zrake iste talasne dužine. Razlike u apsorbovanoj količini ove energije nastaju samo usled promena u količini ozona, vodene pare i ugljen-dioksida.

Ova osobina gasova i gasovitih jedinjenja da vrše selektivnu apsorpciju, koristi se kod proučavanja hemijskog sastava atmosfere, kao i za mnoge druge naučne i praktične svrhe. To se postiže spektralnom analizom Sunčevog ili nekog drugog zračenja, koje je prošlo kroz atmosferu ili neku drugu prozračnu sredinu. Pošto se zna u kojim talasnim dužinama vrše apsorpciju odredjeni gasovi ili gasovita jedinjenja, može se, na osnovu toga, konstatovati njihovo prisustvo ili odsustvo. Ovaj indirektni metod istraživanja hemijskog sastava visokih slojeva atmosfere, kao što je napomenuto u podparagrafu 2.3.4, korišćen je sve dotle dok razvoj raketne i satelitske tehnike nije omogućio direktno uzimanje uzoraka vazduha i sa najvećih visina. On istina nije mogao da pruži precizne podatke o količini gasovitih sastojaka koji su vršili apsorpciju zračenja, ali je omogućavao njihovu sigurnu identifikaciju.

Veoma je značajno znati u kojim delovima spektra i u kojim talasnim dužinama sastojci atmosfere najjače apsorbuju Sunčevo zračenje.

Ozon, kao što je već ranije istaknuto, vrši veoma jaku apsorpciju u ultraljubi-

častom delu spektra, i to naročito u talasnim dužinama od 0,22 μ do 0,29 μ . U ovom spektralnom području on skoro potpuno apsorbuje Sunčevo zračenje, slično metalima.

Veoma slabu apsorpciju infracrvenog zračenja ovaj gas vrši u talasnim dužinama 4,5-5,0 μ i 9,4-9,6 μ .

Ugljen-dioksid uglavnom apsorbuje dugotalasno (infracrveno) zračenje, i to u talasnim dužinama od 2,6 do 2,8 μ , od 4,10 do 4,45 μ , i vrlo slabo izmedju 9,1 i 10,9 μ . Neznatnu apsorpciju vrši i u vidljivom delu spektra.

Veliki broj apsorpcionih linija u svim delovima spektra Sunčevog zračenja uslovljen je postojanjem vodene pare. Ipak ovo gasovito jedinjenje najviše apsorbuje u infracrvenom delu spektra i to naročito u talasnim dužinama od 0,93 μ ; 1,13 μ ; 1,37 μ i 1,85 μ . Pri srednjoj količini u atmosferi vodena para apsorbuje oko 15% Sunčeve zračne energije, tj. daleko više nego ozon i ugljen-dioksid zajedno.

Svi ostali sastojci atmosfere, u poredjenju sa ova tri, tako malo apsorbuju Sunčevo zračenje da nema potrebe da se o njima govori.

Za razliku od sastojaka, čvrsti i tečni pridodaci atmosfere vrše neselektivnu apsorpciju Sunčevog zračenja, tj. upijaju ga bez obzira na talasnu dužinu. S obzirom da im je količina u atmosferi veoma promenljiva, u približnoj srazmeri sa njom menjaće se i količina apsorbovane Sunčeve zračne energije. Prema tome Sunčeva zračna energija koja dolazi na Zemljinu površinu biće tim manje oslabljena što je količina pridodataka atmosfere manja i obratno.

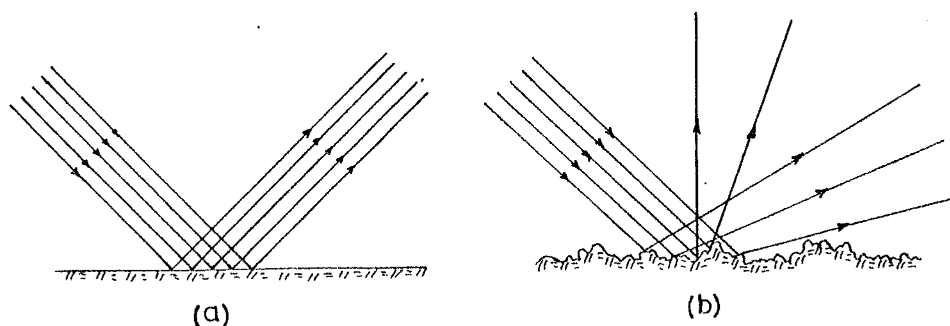
3.5.2. Difuzna refleksija Sunčevog zračenja u atmosferi

U toku prolaza kroz atmosferu, Sunčevo zračenje ne slabi samo usled apsorpcije, već i zbog osobine molekula i atoma vazduha, a naročito pridodataka atmosfere, da ih delimično rasipaju tj.difuzno reflektuju.

Poznato je iz fizike da se zraci, kada naidju pod odredjenim uglom na ravnu glatku površinu odbijaju (reflektuju) pod istim uglom. Naime, odbojni ugao snopa zrakova jednak je njegovom upadnom uglu (slika 12a).

Nasuprot ovome neravne (rapave) površine, sa bezbroj ispupčenja i udubljenja različitog oblika i veličine rasipaju zrake na sve strane kao što je to prikazano na slici 12b.

Ova difuzna refleksija nastaje zato što elementi snopa zrakova nailaze na različito orijentisane delove neravne površine. Od svakog ovog delića površine zraci se odbijaju pod uglom koji je jednak upadnom uglu, ali zahvaljujući njihovoj različitoj ekspoziciji, odbijaju se u različitom pravcu u odnosu na ostale zrake.



Slika 12. Odbijanje zrakova od glatke (a) i rapave (b) površine

Pošto atmosfera nije homogena sredina, svaka površina u njoj predstavlja u stvari neravnu površinu sastavljenu od različitih molekula, atoma, čvrstih i tečnih čestica, od kojih se jedan deo Sunčevog zračenja difuzno reflektuje.

Sunčevi zraci se difuzno reflektuju i u potpuno čistom vazduhu. To je tzv. molekularna refleksija. Medjutim, ona je daleko manja nego difuzna refleksija u atmosferi u kojoj ima više čvrstih i tečnih pridodataka. Posebno velika difuzna refleksija, o čemu će se posebno govoriti u paragrafu 3.7, javlja se u oblačnoj atmosferi. Ona tada može biti toliko velika, da zahvaljujući njoj i jakoj apsorpciji Sunčeva zračna energija do Zemljine površine uopšte ne dolazi direktnim zračenjem.

Čestice malih dimenzija vrše vrlo veliku difuznu refleksiju zračenja manjih talasnih dužina, a čestice većih dimenzija vrše podjednako rasipanje u svim delovima spektra. Zbog preovladjujućeg prisustva čvrstih i tečnih atmosferskih pridodataka veoma malih dimenzija, najviše su prema tome difuzno reflektovani ultraljubičasti kao i ljubičasti i plavi zraci vidljivog dela spektra. Tako se, na primer, ljubičasti zraci rasipaju u atmosferi 14 puta više nego crveni zraci.

Osnovnu vezu izmedju difuzne refleksije i talasne dužine Sunčevog zračenja postavio je poznati engleski fizičar Relej (Rayleigh) sledećom jednačinom:

$$E = \frac{K}{\lambda^4}$$

gde je E-koeficijenat slabljenja Sunčevog zračenja usled difuzne refleksije, K - konstanta, a λ - talasna dužina zračenja.

Ovim Relejevim zakonom definisano je da je stepen molekularne difuzne refleksije obrnuto srazmeran četvrtom stepenu talasne dužine ili jednostavno - da se difuzna refleksija naglo povećava sa smanjenjem talasne dužine zračenja i obratno.

Kao očigledan dokaz Relejevog zakona može poslužiti plavetnilo nebeskog svoda. Ono je posledica većeg rasipanja ljubičastih, modrih i plavih zrakova u vidljivom delu spektra. S obzirom da je difuzna refleksija najveća u nižim slojevima atmosfere, a u višim beznačajna, treba očekivati da se plava boja neba gubi sa povećanjem visine i da u višim slojevima nestaje i prelazi u tamnu. O ovoj pojavi će se više govoriti u Glavi 9.

3.5.3. Prozračnost atmosfere za Sunčevo zračenje

Iz svega napred izloženog proizlazi da intenzitet i sastav Sunčevog zračenja na donjoj granici atmosfere u velikoj meri zavisi od njene prozračnosti. Ukoliko je gustina vazduha manja i ukoliko se u njemu nalazi manje atmosferskih pridodataka, Sunčevo zračenje će usled apsorpcije i difuzne refleksije manje slabiti, i obratno. Prema tome intenzitet Sunčevog zračenja će se povećavati sa povećanjem nadmorske visine i uopšte sa udaljenjem od izvora atmosferskih pridodataka. Uticaj nadmorske visine na prozračnost atmosfere može se veoma lepo uočiti iz rezultata merenja intenziteta sunčevog zračenja na nekoliko visinskih meteoroloških stanica u Alpima, koji su dati u Tabeli 7.

Tabela 7. Intenzitet Sunčevog zračenja na različitim visinama u Alpima

Stanica	Nadmorska visina u m	Intenzitet u $gcal/cm^2$ min
Davos	1 600	1,59
Cugšpice	2 960	1,67
Zonblik	3 100	1,70
Jungfrau	3 460	1,74
Monte Roza	4 560	1,77

To su jasno pokazala i merenja pomoću aerostata, izvršena u SSSR-u 29.9.1946. god. Tada dobijene vrednosti intenziteta Sunčevog zračenja bile su na visini od 5 000 m - I = 1,62 $gcal/cm^2$ min, a na visini od 2 700 m - I = 1,42 $gcal/cm^2$ min. Istovremeno na Zemljinoj površini on je imao vrednost od svega 1,13 $gcal/cm^2$ min.

Prema izvršenim ispitivanjima intenzitet Sunčevog zračenja u prizemnom sloju atmosfere, od oko 3 km, povećava se u proseku za 10% na svakih 1000 m visine zbog naglog smanjenja količine atmosferskih pridodataka, vodene pare i ugljen-dioksida. Iznad ove visine

taj porast se usporava, a naročito u razredjenim slojevima iznad troposfere gde glavnih apsorbenata i reflektanata Sunčevog zračenja ima veoma malo ili ih uopšte nema. Kao što je već napomenuto, slabljenje Sunčevog zračenja, koje se ne može zanemariti, vrši još samo vazduh stratosfere, i to uglavnom zbog prisustva ozona, a retko i zbog prisustva vulkanskog pepela.

Treba istaći da je slabljenje Sunčeve zračne energije u nižim slojevima atmosfere uglavnom uslovljeno difuznom refleksijom i neselektivnom apsorpcijom. Selektivna apsorpcija ima dominantnu ulogu u višim atmosferskim slojevima, u kojima je količina pridodataka praktično zanemarljiva.

Ako se isključi difuzna refleksija i zanemari neznatna apsorpcija od strane ozona, atmosfera je skoro potpuno prozračna za zrake vidljivog dela spektra. Usled apsorpcije i difuzne refleksije najviše je procentualno oslabljeno zračenje manjih talasnih dužina,i to naročito Sunčevo ultraljubičasto zračenje. Intenzitet ovog zračenja smanji se pri prolazu kroz atmosferu u proseku za 35-40% i ono donosi na Zemljinu površinu samo 1% od ukupne količine Sunčeve zračne energije koja dospe do nje. Zbog toga se pri prolasku kroz atmosferu maksimum Sunčeve zračne energije pomera od kratkotalasnog ka dugotalasnom delu spektra, pa je on na Zemljinoj površini na talasnoj dužini od oko 0,56 μ (žutozeleni zraci vidljivog dela spektra).

Kod pojedinih delova spektra promene u energiji posle prolaska kroz atmosferu najbolje se mogu videti po njenom procentualnom udelu u ultraljubičastom, vidljivom i infracrvenom zračenju, na gornjoj i donjoj granici atmosfere. Na gornjoj granici atmosfere, kao što je već istaknuto, procentualni udeo u ukupnoj količini zračne energije u ovim delovima spektra jeste 6,7%; 46,8%; 46,5%. Na Zemljinoj površini taj odnos je 1%; 40%; 59%.

U poslednje vreme neki naučnici predlažu da se osim solarne konstante, koja se ponekad naziva i astronomska solarna konstanta, uvede tzv. meteorološka solarna konstanta. Ona bi predstavljala količinu Sunčeve zračne energije u delu spektra od $\lambda = 0,346\ \mu$ do $\lambda' = 2,4\ \mu$, koja dolazi do troposfere i najviše utiče na njeno toplotno stanje, pa prema tome i na razvoj vremenskih procesa i pojava u njoj. Njena vrednost, prema ovim naučnicima, iznosi 1,79-1,80 $gcal/cm^2$ min.

Na kraju treba napomenuti da se prozračnost atmosfere menja sa geografskom širinom i u toku godine, a javljaju se i značajne lokalne razlike.

S obzirom da se količina čvrstih atmosferskih pridodataka i vodene pare smanjuje sa povećanjem geografske širine, u istom pravcu se povećava prozračnost atmosfere za

Sunčevo zračenje i u polarnim predelima dostiže maksimum. Iz istih razloga ona je veća u toku zime nego u toku leta.

Za potpuno razumevanje raspodele Sunčeve zračne energije na Zemljinoj površini važno je istaći da kod gore navedene promene prozračnosti atmosfere sa geografskom širinom i u toku godine, nije uzet u obzir uticaj magli, oblačnosti i padavina, koje mogu dovesti do znatnih odstupanja od opštih uslova. Ove pojave u troposferi, tj. kapljice vode i ledeni kristali od kojih su one sastavljene, apsorbuju Sunčevo zračenje u svim spektralnim područjima i, kao što je poznato, veoma mnogo ga i difuzno reflektuju. Kada su oblaci i magle veoma gusti i zahvataju debeli sloj troposfere, ili kada su padavine veoma jake, prozračnost atmosfere se svodi na minimum, pa tada na Zemljinu površinu dolazi sasvim neznatna količina Sunčeve zračne energije. Takve pojave su veoma upadljive za vreme jakih nepogoda praćenih pljuskovima velikog intenziteta kada, usled skoro potpunog slabljenja vidljivog dela Sunčevog zračenja, usred dana nastupi sumrak.

Posebno je veliko lokalno smanjenje prozračnosti atmosfere iznad industrijskih i velikih gradskih područja.

Samo usled apsorpcije od strane čvrstih i gasovitih pridodata atmosfere i povećane količine ugljen-dioksida, iznad industrijskih i gradskih područja Sunčevo zračenje slabi za 20-30%, a ako se uzme u obzir i povećana difuzna refleksija, onda i znatno više. Slična je pojava, kao što je to već ranije napomenuto, i iznad oblasti gde se javljaju vulkanske erupcije, šumski i drugi požari, prašinske oluje i sl.

3.6. UTICAJ VISINE SUNCA IZNAD HORIZONTA NA INTENZITET I SASTAV SUNČEVOG ZRAČENJA NA ZEMLJINOJ POVRŠINI

Na intenzitet Sunčevog zračenja, osim prozračnosti atmosfere, u velikoj meri utiče visina Sunca iznad horizonta. Naime, usled Zemljine rotacije i revolucije i nagiba njene ose prema ekliptici, koji se vidno manifestuju u prividnom kretanju Sunca, u toku dana i godine menja se upadni ugao Sunčevog zračenja u Zemljinoj atmosferi i na njenoj površini.

U toku dana najmanji upadni ugao u odnosu na vodoravnu površinu Sunčevi zraci imaju neposredno po izlasku i pred zalazak Sunca. Najveći upadni ugao dostižu u tzv. pravo Sunčevo podne, tj. kada se Sunce u svom dnevnom prividnom kretanju nalazi u kulminaciji.

U toku godišnjeg prividnog kretanja Sunca izmedju južnog i severnog povratnika takodje se upadni ugao njegovog zračenja menja. U Tabeli 8 date su neke njegove veličine

na severnoj polulopti u pravo Sunčevo podne.

Tabela 8. Upadni uglovi Sunčevog zračenja na nekim geografskim širinama severne polulopte u vreme ravnodnevnica i solsticijuma

Položaj Sunca / Geografska širina	21.III-prolетnja ravnodnevnica	22.VI-letnji solsticij	23.IX-jesenja ravnodnevnica	22.XII-zimski solsticij
Pol (90^o s.g.š.)	0^o	$23,5^o$	0^o	-
Polarni krug (66^o 33' s.g.š.)	$23,5^o$	47^o	$23,5^o$	0^o
Povratnik (23^o 27' s.g.š.)	$66,5^o$	90^o	$66,5^o$	43^o
Ekvator (0^o s.g.š.)	90^o	$66,5^o$	90^o	$66,5^o$

Intenzitet Sunčevog zračenja na horizontalnu površinu raste sa povećanjem, a opada sa smanjenjem upadnog ugla Sunčevog zračenja. Ovo pravilo formulisano je Lambertovim zakonom koji glasi:

$$I_1 = I_2 \sin \alpha$$

ili iskazano rečima: Intenzitet Sunčevog zračenja, tj. količina Sunčeve zračne energije koja dolazi na jedinicu horizontalne površine, srazmerna je sinusu upadnog ugla koji Sunčevi zraci zaklapaju sa tom površinom.

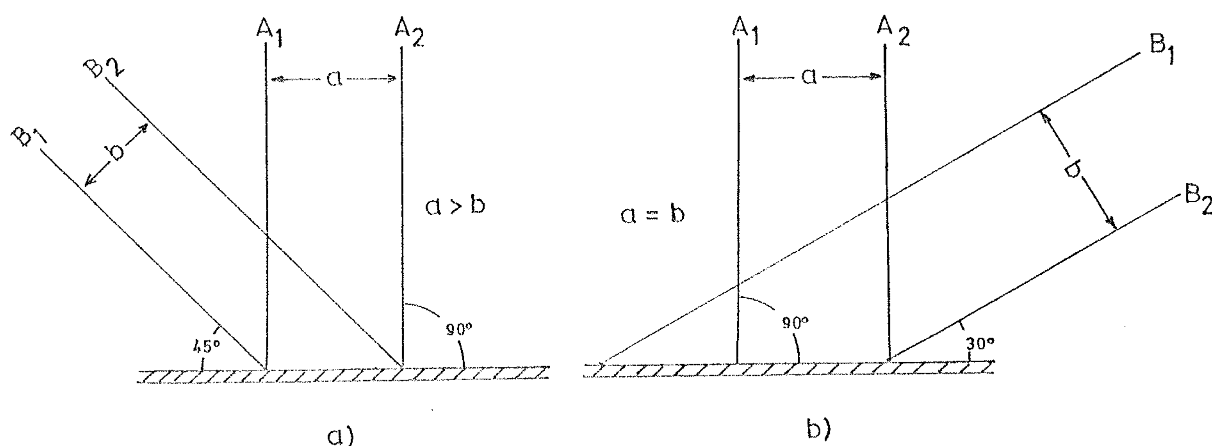
Polazeći od toga da Sunčevi zraci, prevaljujući dug put kroz vasionski prostor, dolaze u atmosferu i na Zemljinu površinu praktično paralelno, objašnjenje ove zavisnosti sastoji se u sledećem:

Ako se posmatra jedan snop Sunčevih zrakova (A_1, A_2) koji sa horizontalnom površinom zaklapa ugao od 90^o i jedan snop (B_1, B_2) koji u odnosu na ovu površinu ima upadni ugao od 45^o (slika 13), očigledno je da na istu površinu ovaj prvi donosi više energije, jer je širi od drugog ($a > b$).

Ova zavisnost može se dokazati i uporedjenjem ozračene površine snopom zrakova iste širine ali različitog upadnog ugla ($a = b$). Sa slike 13b očigledno je da se ista količina Sunčeve zračne energije rasporedjuje na veću površinu pri manjem upadnom uglu, te je prema tome i intenzitet Sunčevog zračenja na jedinicu površine manji.

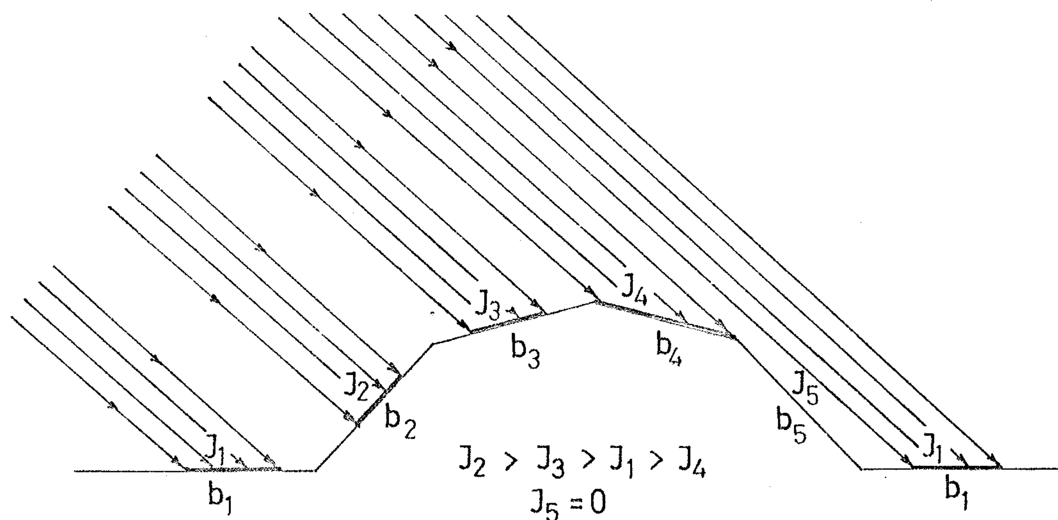
Imajući u vidu samo napred iznetu, zakonitost promene intenziteta Sunčevog

zračenja, lako se može već sada zaključiti da je to osnovni uzrok veoma naglog pada temperature severnije, odnosno južnije od povratnika. Posebno mala količina energije, s obzirom na veoma mali upadni ugao Sunčevog zračenja, prema tome dolazi u polarne predele, što je nesumnjivo osnovni uzrok njihove velike hladnoće, i večitog polarnog leda. Na tamošnje veoma surove klimatske uslove deluju i neki drugi činioci koji su u vezi sa malim upadnim uglom Sunčevog zračenja, o čemu će se takodje govoriti u ovom paragrafu i u paragrafu 3.8. Medjutim, važno je istaći da na istoj geografskoj širini intenzitet Sunčevog zračenja ne može biti svuda isti, jer oblik Zemljine površine to ne dozvoljava, što nesumnjivo, pored drugih činilaca, uslovljava i postojeće razlike u temperaturi, i uopšte u klimi u uporedničkom (zonalnom)pravcu.



Slika 13. Zavisnost intenziteta i upadnog ugla Sunčevog zračenja

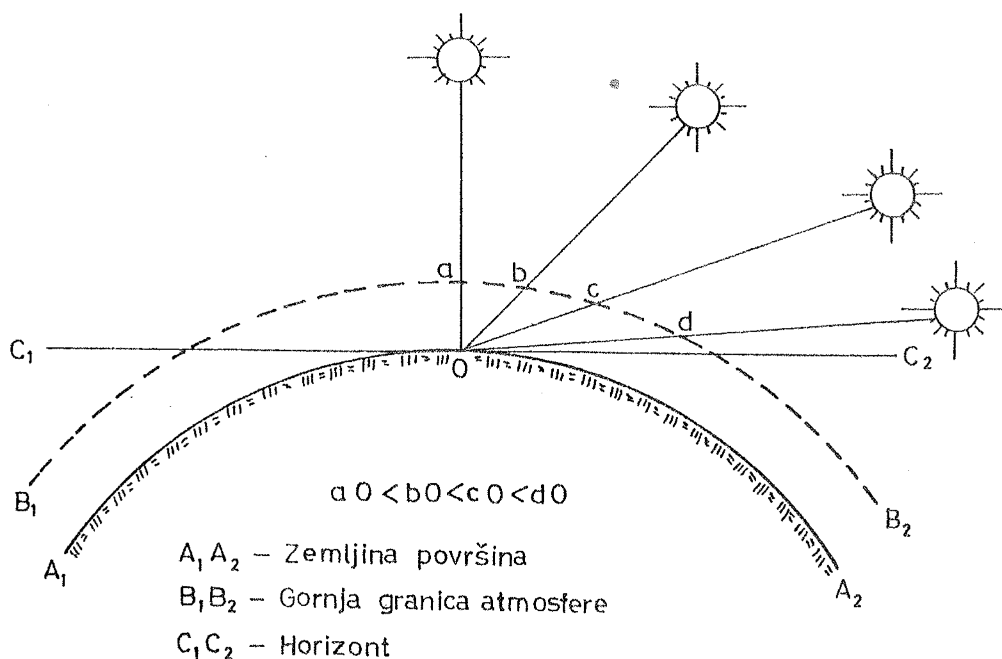
Kada Sunčevi zraci dolaze do površine koje nisu vodoravne, što je izrazit slučaj u planinskim predelima, njihov intenzitet neće zavisiti samo od visine Sunca iznad horizonta, nego i od ekspozicije i nagiba tih površina, tj. zavisiće od ugla koji Sunčevi zraci u datom trenutku zaklapaju sa svakom od ovih površina. Tako npr. u tropskom pojasu u pravo Sunčevo podne, kada se Sunce nalazi u zenitalnom stanju, najveći intenzitet njegovog zračenja je na vodoravnoj površini i sve je manji što je nagib površina veći.



Slika 14. Zavisnost intenziteta direktnog Sunčevog zračenja (I) u zavisnosti od nagiba površine

Na slici 14 prikazan je jedan primer kada se Sunce nalazi niže na horizontu, a takav slučaj je moguć, svakako sa različitim položajem, na svim geografskim širinama, zavisno od doba dana i godine. Iz ovog primera se može zaključiti da veliki značaj za intenzitet Sunčevog zračenja nema samo nagib ozračenih površina, nego i njihova ekspozicija. U mnogo povoljnijem položaju nalaze se tzv. prisojne nego osojne površine. Tako površina b_3, koja je okrenuta Suncu (prisojna), ima neuporedivo veći intenzitet Sunčevog zračenja nego osojna površina b_4. U ovom odabranom primeru, na površinu b_2 dolazi maksimalna količina zračne energije, pošto Sunčevi zraci sa njom zaklapaju ugao od 90^o. Pri ovakvom položaju Sunca površina pod istim nagibom na osojnoj strani (b_5) ima krajnje nepovoljne uslove, jer na nju uopšte ne dolazi direktno Sunčevo zračenje.

Napred opisana zavisnost intenziteta Sunčevog zračenja od njegovog prividnog kretanja nije jedina. Od položaja Sunca u dnevnom i godišnjem periodu zavisi dužina puta koji će Sunčevi zraci morati da prevale kroz atmosferu. Što je taj put duži (slika 15), kao kod nižih položaja Sunca, i Sunčevi zraci prelaziće kroz optički deblju atmosferu (veću masu atmosfere) i biće više oslabljeni apsorpcijom i difuznom refleksijom.



Slika 15. – Promena dužine puta Sunčevih zrakova kroz atmosferu pri raznim položajima Sunca iznad horizonta

Pošto slika 15 ne daje dovoljno tačnu predstavu, u Tabeli 9 dati su podaci ko-

liko se povećava masa atmosfere*) kroz koju prolaze Sunčevi zraci zavisno od visine Sunca iznad horizonta.

Tabela 9. Promena mase atmosfere za Sunčevo zračenje u zavisnosti od promene visine Sunca iznad horizonta

Visina Sunca u stepenima	90^o	80^o	70^o	60^o	50^o	40^o	30^o	20^o	10^o	5^o	3^o	1^o	0^o
Masa atmosfere	1,00	1,02	1,06	1,15	1,30	1,55	2,00	2,90	5,60	10,40	15,36	29,9	35,40

Iz ovih podataka, očigledno je da u momentu Sunčevog izlaska i zalaska njegovi zraci moraju da prodju kroz oko 35 puta veću masu atmosfere nego kada u nju ulaze pod uglom od 90^o.

Pri višim položajima Sunca, masa atmosfere kroz koju prolaze zraci menja se veoma malo sa njegovim dizanjem ili spuštanjem. Medjutim, kada se ono nalazi bliže horizontu, promene u njegovom položaju dovode do veoma velikih promena u masi atmosfere. Posledica toga je naglo povećanje intenziteta Sunčevog zračenja u jutarnjim i smanjenje u večernjim časovima. U podnevnim časovima njegove promene su spore i male.

U zavisnosti od promena položaja Sunca iznad horizonta njegovi zraci u svim delovima spektra neće biti podjednako oslabljeni pri prolasku kroz atmosferu. Zraci većih talasnih dužina, na čiji intenzitet uopšte najmanje utiče difuzna refleksija, naročito su njome malo oslabljeni pri visokim položajima Sunca. Tako npr. pri najkraćem putu kroz atmosferu (jedna masa atmosfere) u vidljivom delu spektra crveni zraci su oslabljeni za 5%, a ljubičasti za 49%. Kada se Sunce nalazi 8^o iznad horizonta, tj. kada njegovi zraci prevaljuju oko 7 puta duži put kroz atmosferu nego u prvom slučaju, crveno zračenje oslabi za 31% a ljubičasto za 99%.

Istraživanjima, koja su dovela do dopune Relejevog zakona, utvrdjeni su sledeći uzroci ove pojave:

1. Pri višim položajima Sunca difuzna refleksija se vrši uglavnom na česticama veoma malih dimenzija i to onih zrakova koji imaju talasne dužine jednake ili manje od njihovog poluprečnika. To su Sunčevi zraci koji pripadaju kratkotalasnom delu spektra.

---

*)Pod jednom masom atmosfere podrazumeva se put koji Sunčevi zraci treba da predju kroz atmosferu pod uglom od 90^o.

2. Sa smanjenjem položaja Sunca, a naročito kada se ono nalazi blizu horizonta, povećava se difuzna refleksija Sunčevog zračenja većih talasnih dužina, i to na česticama većih dimenzija. Ovim se objašnjava povremena pojava crvene, narandžaste ili žute boje neba u jutarnjim i večernjim časovima.

U kolikoj meri se zbog apsorpcije i dufuzne refleksije energetski menja direktno Sunčevo zračenje koje dolazi do Zemljine površine zavisno od položaja Sunca može se zaključiti iz Tabele 10.

Tabela 10. Spektralna raspodela Sunčeve zračne energije na Zemljinoj površini pri različitim visinama Sunca

Položaj Sunca	Vrsta zračenja	Udeo na Zemljinoj površini u %
90^{o}	Ultraljubičasti	4%
	Vidljivi	46%
	Infracrveni	50%
30^{o}	Ultraljubičasti	3%
	Vidljivi	44%
	Infracrveni	53%
5^{o}	Ultraljubičasti	0%
	Vidljivi	28%
	Infracrveni	72%

Važno je istaći da se smanjenjem ugla pod kojim Sunčevi zraci prolaze kroz atmosferu naročito mnogo smanjuje energija koju nose zraci manjih talasnih dužina. To se naročito odnosi na energiju u vidljivom i ultraljubičastom delu spektra.

Prema podacima u Tabeli 10 proizlazi da kada je Sunce blizu horizonta ultraljubičasto zračenje je u potpunosti apsorbovano i difuzno reflektovano, tj. zadržano u atmosferi. Pošto je u tim ranim prepodnevnim i kasnijim popodnevnim časovima i energija u vidljivom delu spektra osetno umanjena prolazom kroz višestruku masu atmosfere, proizlazi da je tada Sunčevo zračenje na Zemljinoj površini ima skoro isključivo toplotni efekat. Takav zaključak proizlazi iz činjenice da skoro 2/3 energije u tim periodima dana dolazi sa infracrvenim zračenjem. Medjutim, zbog malog upadnog ugla, iako procentualno preovladjujuća, ova toplotna energija ima daleko manji efekat nego u periodu dana kada su položaji Sunca viši.

3.7. DIFUZNO ILI NEBESKO ZRAČENJE

Difuzno reflektovano Sunčevo zračenje u atmosferi nije apsolutno izgubljeno za Zemljinu površinu. Posle višestrukog odbijanja od molekula vazduha i pridodataka atmosfere, jedan deo ovog zračenja se vrati u vasionski prostor, a drugi veći deo dolazi na Zemljinu površinu u vidu tzv. difuznog ili nebeskog zračenja.

Nebesko zračenje u odnosu na direktno Sunčevo zračenje, ima izmenjen spektralni sastav zbog nejednake difuzne refleksije Sunčevog zračenja različitih talasnih dužina. S obzirom da je najviše difuzno reflektovano zračenje manjih talasnih dužina, nebesko zračenje će imati povećanu količinu energije u ovom delu spektra. Medjutim, njegov spektralni sastav, kao

što se može zaključiti iz izlaganja u prethodnom paragrafu, veoma mnogo zavisi i od visine Sunca iznad horizonta. Iz podataka u Tabeli 11 vidi se da pri Sunčevim višim položajima u nebeskom zračenju preovladjuju zraci manjih talasnih dužina, a ukoliko je ono bliže horizontu, spektralni sastav ovog zračenja pomera se ka dugotalasnom delu spektra.

Tabela 11. Spektralna raspodela Sunčeve zračne energije u difuznom (nebeskom) zračenju pri različitim visinama Sunca

Visina Sunca \ Talasna dužina	0,4 μ	0,4-0,6 μ	0,6 μ
90°	25,8%	53,5%	20,7%
60°	24,6%	54,2%	21,2%
45°	23,2%	54,8%	22,0%
30°	20,4%	56,1%	23,5%
15°	14,6%	58,2%	27,2%
3°	5,9%	53,3%	40,8%

Normalno je očekivati da će intenzitet difuznog zračenja atmosfere zavisiti u velikoj meri od stepena njene prozračnosti. Što je prozračnost manja, tj. što je veća difuzna refleksija, količina energije koju donosi direktno Sunčevo zračenje biće sve manja, dok će energija difuznog zračenja biti sve veća. Intenzitet nebeskog zračenja naročito će se povećavati u odnosu na intenzitet direktnog Sunčevog zračenja sa povećanjem oblačnosti, i to posebno pri niskim položajima Sunca.

Kada je prozračnost atmosfere zbog povećane oblačnosti veoma mala, nebesko zračenje može biti glavni nosilac energije za Zemljinu površinu. Smatra se da već gusti oblaci debljine 50-100 m potpuno apsorbuju i difuzno reflektuju direktno Sunčevo zračenje. Svakako da se u slučajevima kada su oblaci suviše debeli, gusti i niski smanjuje i intenzitet nebeskog zračenja, ali tada ono može da predstavlja jedino zračenje koje dolazi do Zemljine površine.

Deo nebeskog zračenja predstavlja i direktno Sunčevo zračenje, koje se posle odbijanja od Zemljine površine delimično difuzno reflektuje u atmosferi. To je naročito izraženo kada je tlo pokriveno snegom i ledom, zbog njihove velike moći refleksije Sunčevog zračenja, o čemu će se govoriti u sledećem paragrafu.

Iz svega ovog proizlazi zaključak da je difuzno zračenje veoma značajno, jer je ono važan nosilac energije za Zemljinu površinu i prizemni sloj atmosfere. Ono ni je preovladjujuće samo pri jako smanjenoj prozračnosti atmosfere, već takodje i pri Sunčevim niskim položajima. Prema tome ono je posebno važno u jutarnjim i večernjim časovima, u hladnijem dobu godine i na višim geografskim širinama. Ono se javlja na Zemljinoj površini nešto pre izlaska i posle zalaska Sunca, kada nema njegovog direktnog zračenja. Njegova pojava u to vreme uslovljena je difuznom refleksijom Sunčevog zračenja u višim atmosferskim slojevima (svitanje i suton).

U pojedinim periodima dana i godine ovo zračenje je jedino i u nekim delovima predela sa složenim reljefom, kao na osojnim stranama planina, u dubokim kotlinama i klisurama do kojih ne dolazi direktno Sunčevo zračenje.

3.8. ODBIJANJE SUNČEVOG ZRAČENJA OD ZEMLJINE POVRŠINE - ALBEDO

Jedan manji deo Sunčeve zračne energije, koji dolazi direktnim i nebeskim zračenjem, odnosno globalnim zračenjem kako se naziva njihov zbir, bude odbijen (reflektovan) od Zemljine površine. Ova sposobnost Zemljine površine da jedan deo Sunčevog zračenja vrati u atmosferu, pa čak i u vasionski prostor, označava se veličinom koja se naziva albedo Zemljine površine od latinske reči Albus-beo. Ova veličina izražava se jednačinom:

$$A = \frac{I_R}{I} 100,$$

tj. ona predstavlja odnos izmedju količine odbijene Sunčeve zračne energije (I_R) i količine ove energije koja dodje do Zemljine površine (I), izražen u procentima.

Tabela 12. Moć odbijanja i upijanja Sunčeve zračne energije nekih površina

Vrsta zemljišta	Albedo u %	Apsorpciona moć u %
Tamno zemljište u proseku	10-15	90-85
Svetlo zemljište u proseku	22-32	78-68
Suvi černozem	14	86
Vlažni černozem	8	92
Humus	26	74
Pesak	34-35	66-65
Zelena trava	26	74
Suva trava	19	81
Šuma	10-20	90-80

Albedo Zemljine površine zavisi od upadnog ugla Sunčevog zračenja i povećava se sa njegovim smanjenjem. Takodje albedo je mnogo zavisan od fizičkih osobina i stanja Zemljine površine. Kao što se može videti iz Tabele 12, on se uglavnom kreće za razne vrste zemljišta od 10 do 30%. Veći je za suvo nego za vlažno zemljište, a naročito je povećan za svetlije i glatke u odnosu na tamne i rapave površine.

Najveću moć refleksije Sunčevog zračenja imaju površine pokrivene snegom.

U proseku albedo snežnih površina iznosi 60%. Ukoliko se radi o starom snežnom pokrivaču, koji sadrži znatnu količinu raznih čvrstih i tamnijih pridodataka, albedo se kreće izmedju 30-50%. Svež snežni pokrivač reflektuje 75-90% Sunčeve zračne energije, a u polarnim predelima, zbog malog upadnog ugla Sunčevog zračenja, i do 95%.

Sa ovako velikom refleksionom moći sneg se približava osobinama apsolutno belog tela, koje teoretski reflektuje celokupnu energiju koja dodje do njegove površine.

U proseku albedo vodenih površina je manji od kopnenih. Medjutim, kao što se može videti u Tabeli 13, on se veoma mnogo povećava sa smanjenjem ugla pod kojim Sunčevi zraci dolaze na vodenu površinu.

Tabela 13. Promena albeda vodene površine sa promenom upadnog ugla Sunčevog zračenja

Upadni ugao Sunčevog zračenja	Albedo vodene površine
90^{o}	2%
50^{o}	4%
20^{o}	12%
10^{o}	34%
5^{o}	45%
2^{o}	78%

Pošto se stanje kopnenih i vodenih površina stalno menja i pošto se menja upadni ugao Sunčevog zračenja, albedo je veoma promenljiva veličina. Zbog toga se u raznim teoretskim razmatranjima uzima njegova prosečna vrednost za pojedine delove Zemljine površine, a naročito za nju kao celinu.

3.9. PROSEČNA RASPODELA SUNČEVE ZRAČNE ENERGIJE U SISTEMU ATMOSFERA-ZEMLJINA POVRŠINA

Kada je poznat uticaj atmosfere i Zemljine površine na Sunčevo zračenje, moguće je razmotriti kako se u proseku za celu Zemlju rasporedjuje Sunčeva zračna energija koja dodje na gornju granicu atmosfere.

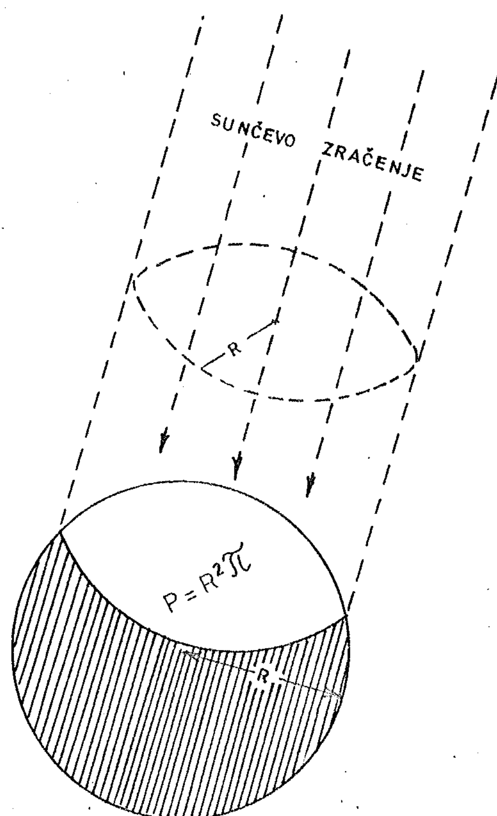
Na Zemlju svake minute dolazi Sunčeva zračna energija u iznosu od:

$$Q = I_o R^2 \pi ,$$

gde je I_o - solarna konstanta (1,98 gcal/cm^{2}min.) R - srednji poluprečnik Zemlje (6371,22 km); R^2 - površina kruga sa poluprečnikom Zemlje na koju u svakoj minuti dolazi Sunčeva zračna energija (slika 16).

Prema tome, na Zemlju, uzimajući je kao idealnu loptu, u toku godine dodje sledeća količina Sunčeve zračne energije:

$$Q = \frac{I_o R^2 \pi \cdot 60 \cdot 24 \cdot 365,25}{4R^2 \pi} = \frac{I_o \cdot 60 \cdot 24 \cdot 365,25}{4} \approx 260\ 350\ \text{gcal/cm}^2\ \text{god.} = 260\ \text{kcal/cm}^2\ \text{god.}$$



Slika 16. - Kružni snop Sunčevog zračenja poluprečnika Zemlje

Uzimajući u obzir samo gusti sloj atmosfere, u kome se praktično apsorbuje i difuzno reflektuje Sunčevo zračenje, a koji ima neznatnu debljinu u odnosu na poluprečnik Zemlje, može se uzeti da je ovo količina energije koja dolazi i na gornju granicu atmosfere.

Ako se uzme da ta količina energije iznosi 100 energetskih jedinica (1 jedinica = 2,6 kcal/cm^2 min.) ona će se pri prolasku kroz atmosferu i na Zemljinoj površini u proseku raspodeliti na sledeći način:

-30 jedinica (78,0 kcal/cm^2 god.) reflektuje se od sastojaka i pridodataka atmosfere, i to naročito od oblaka, i vraća se u vasionski prostor;

- 15 jedinica (39,0 kcal/cm^2god.) atmosfera selektivno i neselektivno apsorbuje;

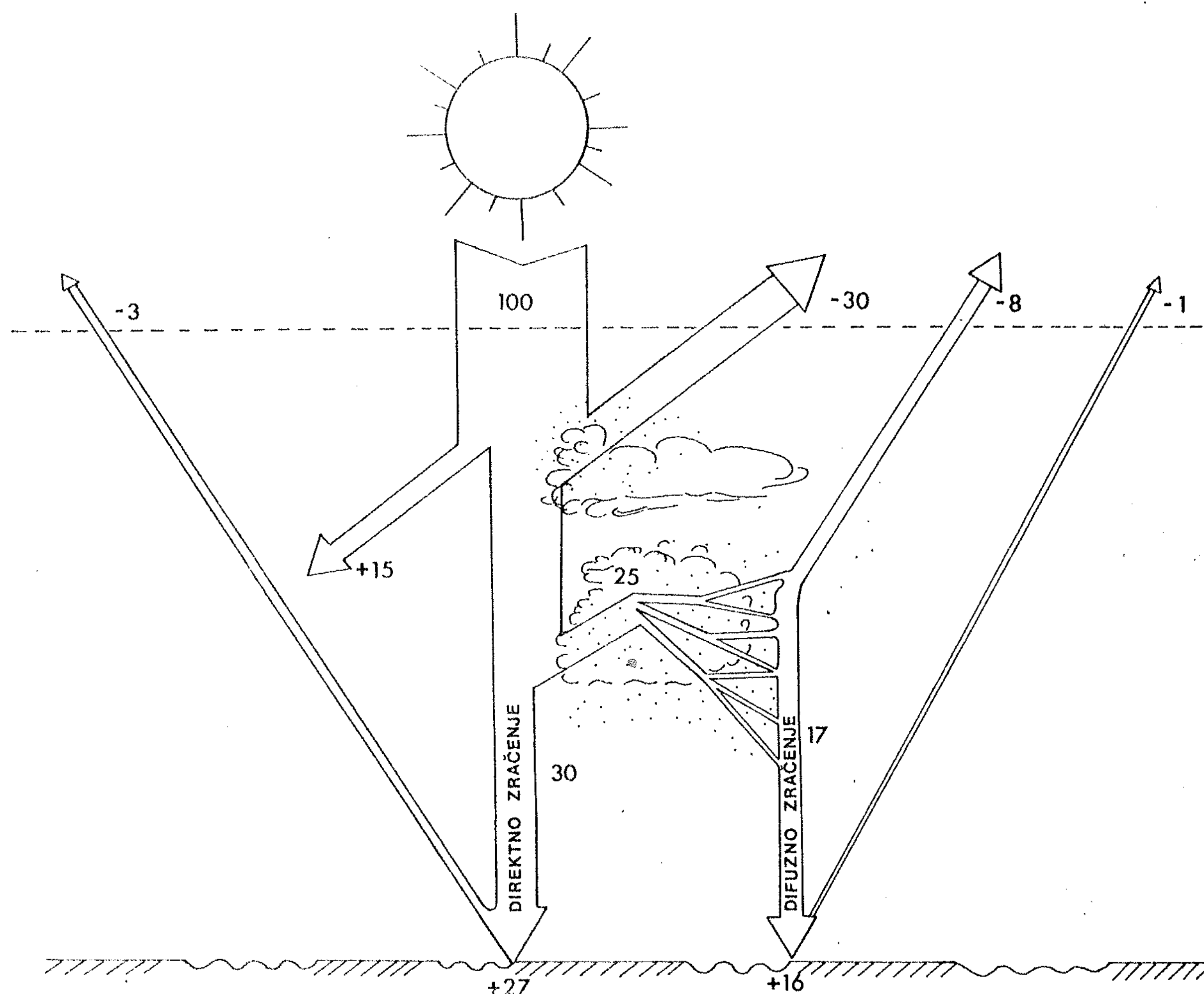
- 25 jedinica (65,0 kcal/cm^2 god.) difuzno se reflektuje od sastojaka i pridodataka atmosfere, od čega se 8 jedinica (20,8 kcal/cm^2 god.) vrati u vasionski prostor, a 17 jedinica (44,2 kcal/cm^2 god.) dodje do Zemljine površine sa nebeskim (difuznim) zračenjem;

- 30 jedinica (78,0 kcal/cm^2 god.) dodje do Zemljine površine sa direktnim Sunčevim zračenjem;

- Zemljina površina apsorbuje 27 jedinica (70,2 kcal/cm^2 god.), koje su došle sa direktnim Sunčevim zračenjem i 16 jedinica (41,6 kcal/cm^2 god.) koje su došle sa nebeskim zračenjem. Ostatak od 3 jedinice (7,8 kcal/cm^2 god.) i 1 jedinica (2,6 kcal/cm^2 god.) reflektuje se od Zemljine površine i najvećim delom vrati se u vasionski prostor. Samo neznatan deo ove energije apsorbuje i difuzno reflektuje atmosfera.

Prema tome, zajednička moć apsorpcije atmosfere i Zemljine površine, tj. Zemlje kao planete, iznosi 58 energetskih jedinica (160,8 kcal/cm^2 god.), a zajednička moć odbijanja tj. albedo Zemlje, 42 jedinice (109,2 kcal/cm^2 god.) od Sunčeve zračne energije koja dodje na gornju granicu atmosfere.

Radi preglednosti ova shematska raspodela Sunčeve zračne energije u sistemu atmosfera-Zemljina površina prikazana je na slici 17. Znakom plus (+) označene su energetske jedinice koje atmosfera i Zemljina površina zadržavaju, a znakom minus (-) energetske jedinice koje se bez zadržavanja vraćaju u vasionski prostor.



Slika 17. Shematska raspodela Sunčeve zračne energije u sistemu atmosfera - Zemljina površina

3.10. ZRAČENJE ZEMLJINE POVRŠINE (IZRAČIVANJE) I KONTRAZRAČENJE ATMOSFERE

Veći deo Sunčeve zračne energije koji dodje do Zemljine površine biva apsorbovan pri čemu prelazi u druge oblike energije, i to uglavnom u toplotnu energiju. Kada bi se ova toplotna energija zadržavala u površinskom sloju Zemlje, usled njenog nagomilavanja njegova temperatura bi stalno rasla. Merenja, medjutim pokazuju da do toga ne dolazi, tj. da temperatura iz godine u godinu veoma malo koleba oko jedne srednje vrednosti. Ovo se može

objasniti jedino time da Zemlja u toku godine oda onoliku količinu toplotne energije koliku primi od Sunca. Poznato je da svako telo koje ima višu temperaturu od apsolutne nule ($-273,12^{o}C$) odaje toplotnu energiju zračenjem. Naime, Zemljina površina je takodje izvor zračenja koje je nosilac ove toplotne energije, tj. ona ovu energiju izračuje.

Zbog relativno niske temperature, koja je u proseku za celu Zemljinu površinu oko $15^{o}C$, Zemljino ili terestrijsko zračenje je nevidljivo i pripada dugotalasnom delu spektra. Talasne dužine ovog zračenja kreću se približno izmedju 3 i 100 μ. Ponekad se ovo zračenje naziva i noćnim zračenjem, iako je ovaj naziv u suštini pogrešan pošto Zemlja zrači toplotnu energiju neprekidno - i danju i noću.

Zemljino izračivanje, kao i sva ostala zračenja, podvrgava se opštim fizičkim zakonima.

Pošto se Zemljina površina približava osobinama apsolutnog crnog tela*) to je i njeno izračivanje blisko zračenju ovog idealnog emisionog tela. Radi toga se za odredjivanje intenziteta ovog zračenja može primeniti Stefan-Bolcmanov zakon.

Prema Stefan-Bolcmanovom zakonu gubitak toplotne energije sa jedinice površine Zemlje u minuti (R_z) jednak je:

$$R_z = \sigma T^4 = \sigma (273 + t)^4 \text{ gcal/cm}^2 \text{ min},$$

gde je σ - koeficijenat zračenja koji za Zemljinu površinu u proseku iznosi $8,26 \cdot 10^{-11}$ gcal/cm^2 min, a T - apsolutna temperatura Zemljine površine**) koja iznosi $T = 273 + 15^{o}C = 288\ K^{o}$.

Iz ovog zakona proizlazi da je intenzitet Zemljinog zračenja veći ukoliko je viša temperatura njene površine, i to srazmerno njenom četvrtom stepenu. Drugačije rekavši on se povećava sa povećanjem intenziteta Sunčevog zračenja i prema tome je veći leti i danju, nego zimi i noću.

---

*) Pod apsolutno crnim telom u fizici podrazumeva se ono telo koje u potpunosti apsorbuje i emituje onu količinu energije koja dospe na njegovu površinu. U prirodi nema apsolutno crnih tela, pa se prema tome ni Zemljina površina ne može smatrati takvom. Ona se po svojim osobinama može uzeti da je tzv. sivo telo. Takvo telo je veoma blisko crnom telu, jer apsorbuje i odaje najveći deo energije koja dodje do njegove površine. U proseku ova sposobnost Zemljine površine u odnosu na mogućnost crnog tela iznosi 95%.

**) Apsolutna ili Kelvinova temperaturna skala je veoma često primenjivana u fizici i to naročito u teoretskim izračunavanjima.

Svakako da po fizičkim osobinama različiti delovi Zemljine površine kao što imaju različitu apsorpcionu moć, imaju i različitu moć odavanja (izračivanja) toplotne energije. Ona se kreće od 0,1 do 1,2 $gcal/cm^2$ min. U proseku, prema Stefan-Bolcmanovom zakonu, Zemljina površina odaje putem svog dugotalasnog zračenja 0,57 $gcal/cm^2$ min toplotne energije.

Merenja intenziteta Zemljinog zračenja pomoću specijalnih instrumenata, kao što su npr. pirgeometri, pokazala su veoma različitu vrednost od one koja je dobijena teoretski primenom Stefan-Bolcmanovog zakona. Prema ovim merenjima intenzitet Zemljinog zračenja u proseku iznosi 0,15 $gcal/cm^2$ min.

Moglo bi se posumnjati u tačnost jedne od ovih vrednosti i postaviti pitanje koji od ova dva metoda pruža tačnu vrednost intenziteta Zemljinog zračenja, ali je teško pretpostaviti da je nauka dala tako nesavršene metode kojima se čini tako velika greška.

U stvari obe vrednosti intenziteta Zemljinog zračenja su tačne, jer je razlika od 0,42 $gcal/cm^2$ min. posledica tzv. kontrazračenja atmosfere.

Atmosfera, koja je u znatnoj meri propustljiva (dijatermana) za Sunčevo zračenje, u mnogo manjoj meri je to za dugotalasno Zemljino izračivanje. Sastojci i pridodaci atmosfere apsorbuju selektivno i neselektivno ovo zračenje i na taj način sprečavaju da celokupna toplotna energija koju ono nosi bude direktno vraćena u vasionski prostor.

Naročito jako apsorbuju Zemljino zračenje vodena para, ugljen-dioksid i ozon.

Ugljen-dioksid najviše apsorbuje Zemljino zračenje, u širokom spektralnom području izmedju $\lambda = 12,9\ \mu$ i $\lambda = 17,1\ \mu$. Apsorpcija u talasnim dužinama od oko 2,7 μ i 4,3 μ nije značajna jer u njima Zemljino zračenje nosi malu količinu toplotne energije. Apsorpcija oko $\lambda = 10\ \mu$ je veoma slaba.

Zemljino zračenje najjače apsorbuje vodena para i to u celom spektralnom području od 5,0 do 35,0 μ. Apsorpcija je naročito intenzivna u talasnim dužinama 5,0 - 7,5 μ. Prema većim talasnim dužinama ona se smanjuje i dostiže zanemarljivu vrednost izmedju $\lambda = 8,5\ \mu$ i $\lambda = 12,5\ \mu$. Odatle se apsorpciona moć vodene pare za Zemljino zračenje ponovo povećava, i to naročito iznad $\lambda = 17,5\ \mu$.

U pomenutom spektralnom području od 8,5 do 12,5 μ atmosfera je praktično potpuno propustljiva za terestrijsko zračenje. Blagodareći gotovo samo ovom "atmosferskom prozoru" Zemlja odaje toplotnu energiju u vasionski prostor. Neznatnu apsorpciju u ovom spektral-

nom području vrši samo ozon i to u talasnim dužinama od oko 9,4 μ i 9,6 μ .

Neselektivnu apsorpciju Zemljinog zračenja vrše atmosferski pridodaci, i to naročito kapljice vode i ledeni kristali od kojih su sastavljeni oblaci i magle.

Atmosfera putem svog dugotalasnog (infracrvenog) zračenja veći deo ove apsorbovane toplotne energije vraća prema Zemljinoj površini, a samo manji deo propušta u vasionski prostor. Ovim tzv. kontrazračenjem atmosfere vrati se u proseku 0,42 gcal/cm^2 min toplotne energije, i na taj način nastaje napred istaknuta razlika izmedju intenziteta Zemljinog zračenja dobijenog teoretskom i instrumentalnom metodom. Naime, merenjima se dobija količina toplotne energije koja je stvarno izgubljena za Zemljinu površinu odlaskom u vasionski prostor, a koja kao što je već navedeno iznosi u proseku 0,15 gcal/cm^2 min.

Razlika izmedju Zemljinog zračenja (R_Z) i kontra-zračenja atmosfere (R_A) naziva se Zemljino efektivno (stvarno) zračenje (R_E)

$$R_E = R_Z - R_A$$

Iz svega napred izloženog proizlazi zaključak da efektivno zračenje Zemlje, tj. stvarni gubitak toplotne energije koju su od Sunca primili njeni površinski slojevi, zavise od količine vodene pare, ugljen-dioksida, ozona i pridodataka atmosfere. Ukoliko je njihova količina veća, ono je manje, i obratno.

Efektivno Zemljino zračenje je naročito malo kada je nebo pokriveno oblacima ili kada je magla, a najveće pri vedrom vremenu kada u vazduhu ima malo vodene pare. Zbog toga su oblačne noći u svim godišnjim dobima, pri svim ostalim istim uslovima, znatno toplije nego kada su vedre.

Na kraju se može zaključiti da atmosfera ima sličnu ulogu kao staklena bašta. Naime, kao što je napred istaknuto, ona slično kao staklo propušta u znatnoj meri Sunčevo zračenje, a veoma malo dugotalasno Zemljino zračenje. Ovim tzv. efektom staklene bašte, atmosfera smanjuje gubitak toplotne energije sa Zemljine površine za 2 do 4 puta više nego što to teoretski proračuni za apsolutno crno telo pokazuju. Kada ne bi postojalo kontrazračenje atmosfere, srednja temperatura Zemljine površine bi bila znatno niža i iznosila bi oko -23^{o}C. U stvari, zahvaljujući efektu staklene bašte, Zemlja ne gubi odmah celokupnu energiju koju primi od Sunca. U periodu dana i godine kada je više prima nego odaje, Zemlja zadržava (magazinira) višak toplotne energije u površinskim slojevima. U suprotnom periodu Zemlja ovu toplotnu energiju postepeno odaje i time usporava hladjenje atmosfere, a naročito njenog prizemnog sloja.

3.11. BILANS ZRAČENJA ZEMLJE

Iz prethodnih paragrafa ovog poglavlja potpuno je jasno da Zemlja kao planeta, tj. njena površina i atmosfera, ne samo da primaju toplotnu energiju sa Sunca, već je i odaju u vasionski prostor i istovremeno je medjusobno razmenjuju.

Od ovog prihoda i rashoda toplotne energije zavisi toplotno stanje Zemljinih površinskih slojeva i atmosfere. Zbog toga poznavanje ovog Zemljinog bilansa zračenja ima vanredno veliki naučni i praktični značaj. Bez njega nije moguće upoznati zbivanja u atmosferi koja su posledica toplotne energije i njenog prelaska u druge oblike energije.

Bilans zračenja Zemlje može se razmatrati kao bilans zračenja njene površine, njene atmosfere i kao celine, tj. kao bilans zračenja sistema Zemljina površina - atmosfera. On je veoma promenljiv, a menja se zavisno od geografske širine, doba godine i dana, vremenskih uslova itd.

3.11.1. Bilans zračenja Zemljine površine

Bilans zračenja Zemljine površine (B_Z) predstavlja razliku izmedju apsorbovanog globalnog Sunčevog zračenja (direktnog + difuznog) i efektivnog zračenja Zemljine površine. On se može predstaviti jednačinom

$$B_Z = (I_D + I_d) \cdot a - R_E \text{ gcal/cm}^2 \text{ min},$$

gde je I_D energija koja dolazi direktnim Sunčevim zračenjem; I_d - energija koju donosi difuzno (nebesko) zračenje; a - koeficijenat apsorpcije Sunčevog zračenja od strane Zemljine površine. Ovaj koeficijenat je jednak: a = 1 - A, gde je A albedo Zemljine površine; R_E je efektivno zračenje Zemljine površine.

Bilans zračenja Zemljine površine može biti pozitivan i negativan, što zavisi od mnogih faktora, kao što su: intenzitet i trajanje Sunčevog zračenja, prozračnost atmosfere, vrsta i stanje Zemljine površine itd. On se, prema tome, menja sa geografskom širinom, jer od nje zavisi trajanje i intenzitet Sunčevog zračenja. U polarnim oblastima on je pozitivan samo u toku 3 letnja meseca; na 60^o g.š. u toku 7 meseci, a na 50^o g.š. čak punih devet meseci. U tropskom pojasu on je pozitivan cele godine.

Srednje godišnje vrednosti bilansa zračenja su pozitivne za celu Zemljinu površinu, sa izuzetkom najviših geografskih širina - polarnije od 75^o g.š.

Bilans zračenja Zemljine površine je u proseku pozitivan danju i u toku letnjih meseci, a negativan noću i u toku zime. On je na istoj geografskoj širini veći na okeanima i morima nego na kopnu, s obzirom da je albedo vodenih površina u proseku nešto manji nego kopna.

Do znatnih promena u bilansu zračenja Zemljine površine dolazi zbog smanjenja prozračnosti atmosfere, i to naročito pod uticajem oblačnosti. Ona uvek uslovljava smanjenje njegove apsolutne vrednosti (bilo pozitivne ili negativne). Danju ona, smanjujući intenzitet globalnog Sunčevog zračenja više i Zemljinog efektivnog zračenja manje, smanjuje njegovu pozitivnu vrednost. Noću, smanjujući efektivno zračenje Zemljine površine, smanjuje njegovu negativnu vrednost.

3.11.2. Bilans zračenja atmosfere

U bilansu zračenja atmosfere (B_A) prihod energije čine apsorbovano direktno i difuzno Sunčevo zračenje (I_D i I_d) i apsorbovano Zemljino zračenje (R). Ovu energiju atmosfera gubi putem svog sopstvenog zračenja, i to u pravcu Zemljine površine (R_A) i prema vasionskom prostoru (R_∞). Prema tome bilans zračenja atmosfere može se predstaviti jednačinom:

$$B_A = (I_D + I_d) + R - R_A - R_\infty \text{ gcal/cm}^2 \text{ min}$$

Bilans zračenja atmosfere u proseku je na svim geografskim širinama negativan, pošto atmosfera apsorbuje samo neznatan deo Sunčeve zračne energije, a odaje skoro isto toliko koliko i Zemljina površina.

3.11.3. Bilans zračenja sistema Zemljina površina - atmosfera

Od posebnog značaja, i sa teorijske i sa praktične tačke gledišta, jeste poznavanje bilansa zračenja u vertikalnom stubu koji obuhvata površinski sloj kopna ili vode i atmosferu.

Prihod energije u ovom bilansu zračenja Zemlje kao planete (B_{ZA}), predstavlja Sunčeva zračna energija koju apsorbuju njena površine i atmosfera ($I_D + I_d$), a rashod njihovo zračenje prema vasionskom prostoru ($R_E + R_\infty$) i njihov albedo (A_{ZA}).

Ovaj bilans zračenja najjednostavnije se može predstaviti jednačinom:

$$B_{ZA} = I_o (1-A_{ZA}) - (R_E + R_\infty) \text{ gcal/cm}^2 \text{ min.}$$

U ovoj jednačini I_o je solarna konstanta.

Bilans zračenja Zemlje do danas nije u potpunosti odredjen jer praktično nema mernih vrednosti količine apsorbovane Sunčeve zračne energije u atmosferi i količine toplotne energije koju Zemljina površina i atmosfera odaju u vasionu. Prema tome, njegovo odredjivanje uglavnom se zasniva na teoretskim proračunima, ali sa odredjenim teškoćama, pošto treba uzeti u obzir veličinu apsorpcije i difuzne refleksije koju vrše promenljivi sastojci atmosfere, kao što su vodena para, ugljen-dioksid i pridodaci atmosfere.

Zbog toga je za sada praktično nemoguće odrediti sa dovoljnom preciznošću bilans zračenja pojedinih delova Zemljine površine ili atmosfere ili njegovu vrednost za kraće vremenske periode. Uglavnom se on odredjuje kao srednja vrednost za Zemlju kao celinu, za njene polulopte ili širinske pojaseve, i to za godinu ili godišnje doba. Medjutim, i ove vrednosti dobijene do danas, zbog napred iznetih razloga, odredjene su sa manje ili više zadovoljavajućom tačnošću. Nesumnjivo da će sve veća primena veštačkih Zemljinih satelita za direktno merenje komponenti bilansa zračenja, koje su do sada odredjivane samo teoretski, u relativno bliskoj budućnosti omogućiti dobijanje njegovih mnogo tačnijih vrednosti. Do tog trenutka, koji će imati ogroman značaj za dalji napredak meteorologije, moraju da se koriste vrednosti dobijene teoretskim proračunima.

Prosečni bilans zračenja Zemlje za godinu je od ekvatora do oko 35^{o} g.š. pozitivan, a na većim širinama negativan, kao što se može videti iz njegovih vrednosti za širinske pojaseve polulopte od po 10^{o} koje je teoretski izračunao D. London (Tabela 14).

Tabela 14 Godišnji bilans zračenja Zemlje po širinskim pojasevima severne polulopte

Geografska širina u stepenima / Bilans zračenja u gcal/cm^2 min	0-10^o	10-20^o	20-30^o	30-40^o	40-50^o	50-60^o	60-70^o	70-80^o	80-90^o	Prosek za celu poluloptu
$I_o(1-A_{ZA})$	0,403	0,409	0,337	0,341	0,276	0,224	0,169	0,122	0,106	0,324
$R_E + R_\infty$	0,347	0,354	0,353	0,327	0,306	0,287	0,270	0,253	0,245	0,324
B_{ZA}	0,056	0,055	0,034	0,014	0,030	-0,063	-0,101	-0,131	-0,139	0,000

U godišnjem hodu bilans zračenja Zemlje je pozitivan u svim mesecima samo u tropskom pojasu, i to do 20-25^{o} g.š. U umerenom pojasu on ima pozitivnu vrednost samo u toku letnjih meseci, a u polarnim širinama negativan je cele godine.

Zemljine polulopte kao celine imaju pozitivan bilans zračenja samo u toku proleća i leta, a negativan u ostala doba godine. U toku leta maksimum pozitivnog bilansa je izmedju 30^{o} i 40^{o} g.š. U toplijem delu godine veću pozitivnu vrednost ima južna polulopta, s obzirom na manji albedo preovladjujuće vodene površine.

GLAVA 4

BILANS TOPLOTE I REŽIM TEMPERATURE POVRŠINSKOG SLOJA ZEMLJE I ATMOSFERE

Iako uprethodnim poglavljima nije bilo govora o fizičkim osobinama atmosfere, na više mesta je istaknuto da su sva meteorološka zbivanja u gasovitom omotaču Zemlje (svi atmosferski procesi i pojave) uslovljena Sunčevom zračnom energijom, i to najvećim delom onom čiji je pretežni nosilac dugotalasno (infracrveno) zračenje. Ta, u stvari toplotna, energija u odredjenim fizičkim procesima prelazi u druge vidove energije, a oni uslovljavaju odredjena stanja atmosfere i njegove promene. Od nje prvenstveno zavisi temperatura vazduha, koja je nesumnjivo jedan od najznačajnijih meteoroloških elemenata. Zavisno od njenih promena menja se čitav niz drugih elemenata fizičkog stanja atmosfere, što ima direktnog ili indirektnog uticaja na skoro sva meteorološka zbivanja i pojave. Zbog svega toga, a radi punog razumevanja stanja atmosfere i njegovih promena, kao i "mehanizma" atmosferskih procesa, neophodno je poznavanje bilansa toplote na Zemlji. Takodje je značajno i poznavanje njime uslovljenog režima temperature atmosfere i površinskog sloja Zemlje, sa kojim se ona nalazi u veoma tesnoj termičkoj vezi. Medjutim, pre prelaska na razmatranje ovih izvanredno značajnih pitanja neophodno je upoznati se sa pojmom toplote i temperature i jedinicama za odredjivanje njihovih vrednosti. Ovo je neophodno tim pre, što se u svakodnevnom životu, verovatno zbog očigledne medjusobne tesne povezanosti, vrlo često mešaju ovi pojmovi iako fizički imaju potpuno različito značenje.

4.1. POJAM TOPLOTE I TEMPERATURE

Ako se u dva suda različite zapremine (npr. od jednog i tri litra) sa istom

tečnoću jednake temperature, dovede ista količina toplotne energije utvrdiće se da će se oni različito zagrejati. Nije teško pretpostaviti da će u manjem sudu temperatura tečnosti porasti trostruko više nego u većem sudu. Uzrok tome je što je ista količina toplotne energije u prvom slučaju upotrebljena za zagrevanje tri puta manje zapremine i mase vode nego u drugom. Ukoliko bi proces bio suprotan, tj. ukoliko bi ovim tečnostima oduzimali istu količinu toplotne energije, iz razumljivih razloga ona u manjem sudu bi se trostruko više rashladila.

Iz ovog jednostavnog eksperimenta može se zaključiti da se toplota izražava količinom, tj. predstavlja kvantitativnu veličinu, čiji efekat, tj. kvalitet, zavisi od zapremine ili mase odredjene materije koja je prima i gubi.

Efekat toplote u nekoj materiji odredjuje se njenom temperaturom, koja je prema tome kvalitativna veličina. U stvari temperatura predstavlja toplotno stanje materije i ono, kao što je napred istaknuto, zavisi od količine toplote u njoj, kao i od njene zapremine ili mase. Medjutim, efekat odredjene količine toplotne energije na toplotno stanje jedne materije nije zavisan samo od napred navedenih faktora, već i od nekih njenih fizičkih osobina. Zbog toga ista promena u količini toplotne energije neće usloviti jednaku promenu temperature iste mase ili zapremine različitih materija. Tako je kod nekih materija potrebna čak dvostruka ili trostruka promena količine toplotne energije da bi se ona zagrejala ili rashladila za isti stepen kao i odgovarajuća masa ili zapremina druge materije.

Prva fizička osobina po kojoj se razlikuju materije, a koja ima uticaja na njihovu temperaturu, jeste tzv. specifični toplotni kapacitet ili težinska specifična toplota (Cm), odnosno zapreminski toplotni kapacitet ili zapreminska specifična toplota (Cv).

Pod težinskom specifičnom toplotom podrazumeva se količina toplotne energije koju je potrebno dovesti jedinici mase neke materije da bi joj se temperatura promenila za $1^{o}C$ (gcal/gr grad).

Pod zapreminskom specifičnom toplotom podrazumeva se ona količina toplotne energije koja uslovljava promenu temperature za $1^{o}C$ u jedinici zapremine posmatrane materije ($gcal/cm^{3}grad$).

Iz prethodnih definicija proizlazi da će se ona materija koja ima veći specifični ili zapreminski toplotni kapacitet zagrejati manje sa istom količinom toplotne energije nego materija čije su ove fizičke osobine manje po vrednosti.

S obzirom da je za razmatranje karakteristika i promena, tj. režima temperature atmosfere veoma značajno poznavanje načina i stepena zagrevanja i hladjenja površinskog sloja Zemlje, koji nije jednorodna (homogena) materija, mnogo je povoljnije korišćenje zapreminske specifične toplote (Cv) kao zajedničke fizičke osobine svih njegovih sastavnih delova. To je naročito povoljno kod površinskog sloja kopna u kojem se pored čvrstih čestica odredjenih vrsta zemljišta u porama nalazi vazduh ili voda, a koji imaju sasvim različite specifične toplote. Naime, primenom zapreminske specifične toplote dobija se fizička veličina koja se odnosi i na odredjenu mešavinu materija sa različitim težinskim specifičnim toplotama.

U daljem tekstu će se govoriti samo o zapreminskoj specifičnoj toploti i ona će se pisati skraćeno kao specifična toplota ili toplotni kapacitet odnosno obeležavaće se sa Cv.

Tvrdi mineralni sastojci kopna imaju Cv uglavnom izmedju 0,2 i 0,4 gcal/cm^3· grad. Veće razlike izmedju raznih, pa i istih vrsta zemljišta stvara prisustvo vazduha sa Cv = 0,0003 gcal/cm^3 grad ili vode sa Cv = 1,0 gcal/cm^3 grad. U kojoj meri prisustvo vode u zemljištu menja vrednosti Cv pokazuju podaci iz Tabele 15.

Tabela 15. Zapreminska specifična toplota zemljišta različite vlažnosti

Stepen vlažnosti zemljišta	Cv gcal/cm^3 grad
suvo	0,32
malo vlažno	0,38
umereno vlažno	0,46
jako vlažno	0,58

Promenu Cv zbog prisustva vazduha najbolje ilustruje podatak da on za led iznosi svega polovinu od vrednosti za vodu, ili tačnije Cv=0,506 gcal/cm^3 grad.

Iz svega ovog može se zaključiti da Cv jedne sredine, odnosno materije složenog sastava, ima jednu srednju vrednost koja proizlazi iz vrednosti Cv svih materija koje je čine, ali svakako u srazmeri njihovog učešća u jedinici zapremine. To znači, na primer, da veće učešće vazduha u jedinici zapremine jedne materije npr. zemljišta, više smanjuje i vrednost njegovog Cv, a prisustvo vode ga osetno povećava. Kao što je već istaknuto posledica toga je da će se sa istom količinom toplotne energije u prvom slučaju zemljište osetno više zagrejati nego u drugom slučaju. Takav efekat različitih Cv postaje još jasniji ako se navede da će se, pod uslovom da imaju istu početnu temperaturu a prime po 10 gcal toplotne energije, kubni santimetar slatke vode zagrejati za 10°C, a vazduha za 59°C.

Za zagrevanje i hladjenje bilo koje materije od posebnog značaja je još jedna

njihova fizička osobina koja se naziva toplotna provodljivost. Za njeno odredjivanje koristi se tzv. koeficijenat toplotne provodljivosti (λ). On je u sistemu mera cgs brojno jednak količini toplotne energije koja u 1 sec prodje kroz stub posmatrane materije visine 1 cm i preseka 1 cm^2 pri razlici temperature izmedju njegove gornje i dodnje osnove od 1^oC.

Ukoliko je toplotna provodljivost veća, tj. prenos toplotne energije molekularnim putem brži, takva materija ili sredina će se manje zagrejavati zbog toga što se u toku odredjenog vremenskog perioda ista količina ove energije rasporedjuje na veću masu. U suprotnom slučaju ona će, budući rasporedjena na manju masu, imati osetno veći efekat, tj. usloviće znatno višu temperaturu takve materije.

Koeficijenat toplotne provodljivosti različitih vrsta zemljišta u površinskom sloju kopna kreće se od $\lambda = 0,001$ do $\lambda = 0,006$ gcal/cm sec grad. Za vodu u mirnom stanju on iznosi $\lambda = 0,0013$ gcal/cm sec grad, a za mirni vazduh $\lambda = 0,00005$ gcal/cm sec grad.

Pošto je vazduh neuporedivo slabiji provodnik toplote nego voda, materija odnosno sredina koja ga sadrži veoma sporo prenosi toplotu na veću masu. Zbog toga će ona biti mnogo više zagrejana u površinskom sloju od one materije odnosno sredine u kojoj se nalazi voda. Pošto površinski sloj zemljišta može u svojim porama sadržavati obe ove materije, njegova toplotna provodljivost, pa prema tome i zagrejanost istom količinom toplotne energije, veoma mnogo zavisi od njihovog većeg ili manjeg prisustva. Koliko je to velika zavisnost pokazuju podaci u Tabeli 16.

Tabela 16. Koeficijenat toplotne provodljivosti zemljišta u zavisnosti od stepena njegove vlažnosti

Stepen vlažnosti zemljišta	gcal/cm sec grad
suvo	0,0005
malo vlažno	0,0011
umereno vlažno	0,0020
jako vlažno	0,0035

U uvodu ove glave navedena je činjenica, da se toplotno stanje atmosfere nalazi u veoma tesnoj vezi sa toplotnim stanjem površinskog sloja Zemlje i da u najvećoj meri zavisi od njega, pa se može u potpunosti shvatiti značaj napred iznetih fizičkih osobina za režim temperature vazduha o kome će se u ovoj glavi pretežno govoriti.

4.2. JEDINICE ZA MERENJE TOPLOTE I TEMPERATURE

U prethodnom poglavlju, u kome se govorilo o atmosferskoj energiji, moglo se zaključiti da se za odredjivanje, odnosno merenje količine toplotne energije u nekoj sredini, najčešće koristi kao jedinica mere kalorija (gcal)*). Ona predstavlja količinu toplote koja je potrebna da se gram čiste vode zagreje za $1^{o}C$, i to od $15,5^{o}C$ do $16,5^{o}C$. U upotrebi je i hiljadu puta veća jedinica, tzv. kilogram kalorija (kcal).

Efekat toplotne energije u jednoj sredini, tj. njena temperatura odredjuje se stepenima termometarske skale, a kojih ima više vrsta. Danas se u meteorološkoj praksi koriste dve termometarske skale, i to Celizijusova i Farenhajtova. Za teorijske svrhe u meteorologiji i fizici, kao i u nekim drugim naukama, koristi se i apsolutna ili Kelvinova termometarska skala. Ranije je bila u upotrebi i Reomirova skala, ali je, kao najnepogodnija za većinu praktičnih i teorijskih radova i zbog nekih nedostataka čisto fizičke prirode o kojima će se govoriti kasnije, izbačena iz upotrebe još krajem XIX veka.

Celzijusova skala je podeljena u sto jednakih jedinica (stepeni), i to od 0^{o} do 100^{o}. Nula stepeni po ovoj skali ($0^{o}C$) odgovara temperaturi mržnjenja vode, a sto stepeni ($100^{o}C$) tački ključanja vode. Ova skala je u primeni u najvećem broju zemalja u svetu, uključujući tu i našu zemlju. Svetska meteorološka organizacija prihvatila je tu skalu kao jedinstvenu medjunarodnu skalu za merenje temperature.

Farenhajtova skala je podeljena u 180 stepeni, i to izmedju $32^{o}F$, temperature koja odgovara tački mržnjenja vode, i $212^{o}F$ temperature na kojoj voda ključa. Ova skala se danas u upotrebljava u malom broju zemalja u kojima se govori engleskim jezikom ili koje su u prošlosti bile pod engleskom kolonijalnom upravom. Zadržava se uglavnom iz tradicionalnih razloga i velikih materijalnih i drugih problema koji bi nastupili pri prelasku na sistem mera koji je u primeni u najvećem delu sveta (m, kgr, l, ^{o}C).

S obzirom da su u praktičnoj i naučnoj meteorološkoj delatnosti još u primeni dve termometarske skale, veoma često je neophodno prevodjenje vrednosti temperature iz jedne u drugu. To se na vrlo jednostavan način postiže računskim putem pomoću sledećih odnosa:

$$t^{o}C = (t^{o}F - 32)\,\frac{5}{9}\text{, odnosno}$$

$$t^{o}F = \frac{9}{5}\,t^{o}C + 32$$

Iz ovih odnosa proizlazi da je $1^{o}C = 1,8^{o}F$, odnosno $1^{o}F = 0,555^{o}C$.

---

*)Gram kalorija ili mala kalorija je jednaka 4,18 džaula ili $4,18\cdot 10^{7}$ erga

Kao što je napred navedeno za teorijska izračunavanja najčešće se koristi apsolutna ili Kelvinova skala, tako nazvana po njenom tvorcu čuvenom engleskom fizičaru Kelvinu. Kao početna ili nulta tačka ove termometarske skale uzeta je zaokružena vrednost apsolutne nule, koja iznosi -273^oC*).

Stepeni ove skale, koji se broje od apsolutne nule i zbog toga nemaju negativnih vrednosti, odgovaraju po razmeri stepenima Celzijusove skale. Prema tome vrednosti temperature (T) izražene u apsolutnim (^oA), odnosno Kelvinovim (^oK) stepenima dobijaju se sledećom jednačinom :

$$T = (273 + t^oC)\ ^oK \text{ ili } ^oA$$

Tako na primer srednja godišnja temperatura Zemlje od 14.3^oC u Kelvinovoj skali iznosi $T = 273 + 14.3^oC = 287.3^oK$.

4.3. RAZVOJ METODA MERENJA TEMPERATURE

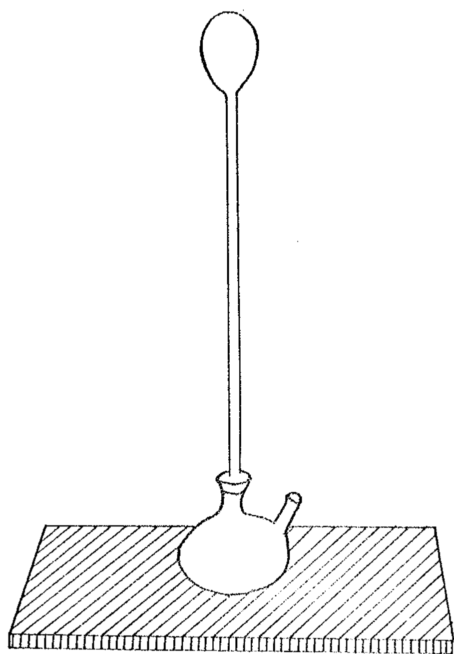
Temperatura atmosfere i površinskih slojeva Zemlje, kao što je poznato, meri se termometrima različitih vrsta. Ona se meri i instrumentima za stalno beleženje (registrovanje) njenih promena, tzv. termografima. Dok su danas termometarska tela koja reaguju na promene temperature alkohol ili živa, u termografima u istu svrhu služe specijalni elementi sastavljeni od dva različita metala (bimetala), kao i šuplji metalni elementi u kojima se nalazi alkohol (Burdonova cev). Za specijalne potrebe i za veoma precizna merenja koriste se metalni termometri, na primer platinski, koji rade na principu promene električnog otpora pri promeni temperature metalnog termometarskog prijemnika.

Detaljno upoznavanje sa svim ovim instrumentima i principima na kojima oni rade, odnosno sa tzv. termometrijom u celini predmet je posebnih udžbenika ili priručnika o meteorološkim instrumentima, pa se o tome ovde neće govoriti. Medjutim, s obzirom na značaj temperature u meteorologiji i veoma interesantan razvoj metoda merenja ovog meteorološkog elementa sa gledišta poznavanja istorijskog razvoja meteorologije, ovde će se samo ukratko izneti najznačajniji dogadjaji u istorijatu termometrije.

Na osnovu veoma skromnih istorijskih podataka pretpostavlja se da je prvi instrument za merenje temperature konstruisao Galilej. On je 1597 god. konstruisao instrument koji se sastojao od staklenog suda sa vodom u koji je ulazila na gornjem delu zatvorena staklena cev sa vazduhom (slika 18).

---

*)Pod apsolutnom nulom podrazumeva se teorijski odredjena najniža moguća temperatura od $-273,12^oC$, koja praktično još nije eksperimentalno postignuta.



Slika 18.- Galilejev termoskop

Ovaj instrument je radio na principu podizanja i spuštanja nivoa vode u sudu, do čega je dolazilo usled širenja i skupljanja vazduha u cevi zbog promena njegovog toplotnog stanja. Ovaj vazdušni termometar bio je veoma neprecizan zbog niza nedostataka. Pored ostalih nedostataka on nije imao nikakvu skalu pa je pokazivao promene toplotnog stanja u grubom.
Taj prvi instrument za merenje temperature nazvan je u to doba termoskop, a naziv termometar javlja se prvi put 1624. god.
Sledeći značajniji korak u razvoju termometrije, koji je ujedno bio i prvi korak ka savremenim termometrima, učinio je 1632 god. francuski lekar Žan Rej. On je u staklenoj termometarskoj cevi vazduh zamenio vodom. Medjutim, već 1641.god. u Firenci su pravili za to doba dosta precizne termometre. Oni su imali skalu i bili su punjeni alkoholom. Živa nije bila u upotrebi ni tada, ni znatno kasnije pod uticajem Galilejevog mišljenja da je ona za merenje temperature nepogodna zbog malog koeficijenta širenja.

Izradu termometra je znatno usavršio nemački fizičar Gabrijel Farenhajt (1686-1736. g.) koji je takodje u početku koristio alkohol. Medjutim 1715. god. Farenhajt je, uvidevši prednosti žive nad alkoholom, prvi počeo izradjivati živine termometre. Ovi termometri, zbog preciznosti i medjusobne uporedljivosti, bili su u to doba, pa i kasnije na veoma visokoj ceni.

U celom početnom periodu razvoja termometara, sve do 1724.god., bilo je puno pokušaja izrade odgovarajuće termometarske skale i to naročito od florentinskih naučnika. Medjutim , sve te skale nisu bile medjusobno uporedljive i najčešće su proizvoljno odredjivane. Imale su 50, 60, 70, pa i 100 podelaka različite veličine. U tom periodu, pa i znatno kasnije, bilo je u upotrebi oko 60 termometarskih skala. To je bilo veoma štetno za razvoj meteorologije s obzirom na nemogućnost uporedjenja dobijenih rezultata merenja. Trebalo je da prodje još oko 100 godina da bi se došlo do veoma preciznih i odgovarajućih termometarskih skala, od kojih su dve i do današnjih dana ostale u upotrebi - (Farenhajtova i Celzijusova).

Prvu termometarsku skalu, koja je bila zasnovana na odredjenim fizičkim

principima, izradio je Farenhajt, što je posebno povećalo preciznost njegovih termometara. On je u odredjivanju svoje skale uzeo tri stalne tačke, i to: 1.- temperaturu smese vode, leda i kuhinjske soli; 2. - temperaturu mešavine vode i leda i 3.-temperaturu čovečjeg tela.

Farenhajt je smatrao da prva stalna tačka predstavlja najnižu moguću temperaturu. Drugu je obeležio sa 32°F, a treću sa 96°F. Tačku ključanja vode nije uzeo u obzir i samo je slučaj učinio da na njegovoj termometarskoj skali interval izmedju tačke topljenja leda i ključanja vode iznosi okruglo 180 njegovih stepeni.

O korišćenju tačke mržnjenja i ključanja, kao glavnih tačaka termometarske skale, bilo je reči još krajem XVII veka. Prvi pokušaj da se to i realizuje u termometriji učinio je Reomir (1683-1757). On je, koristeći termometre sa alkoholom, odredio kao stalnu tačku na skali tačku mržnjenja vode. Medjutim, čineći niz grešaka u odredjivanju tačke ključanja vode pomoću alkoholnih termometara, Reomir je na taj način u znatnoj meri obezvredio inače za to vreme izvanredno značajno otkriće u izradi fizički opravdane termometarske skale. On je, naime, stavljajući svoj termometar u ključalu vodu, dobio da se alkohol od tačke mržnjenja vode popeo do njegovog 80-og podeoka. Tu tačku je Reomir odredio kao tačku ključanja vode i time napravio veliku grešku. Ona se njegovim termometrom nije mogla tačno odrediti, zbog pojačanog isparavanja alkohola pri višim temperaturama (alkohol ključa na 78,5°C).

Reomirova skala od 80 stepeni bila je u upotrebi u izvesnom broju zemalja i u XIX veku, kada se počela postepeno napuštati. Danas se stari termometri sa Reomirovom skalom još mogu naći u upotrebi u pojedinim banjama, gde služe, po navici stečenoj još u prošlom veku, za merenje temperature banjske vode.

Poučen Reomirovim greškama profesor astronomije na univerzitetu u Upsali (Švedska) Andreas Celzijus (1701-1744.) je izradio termometarsku skalu koja je, kako je već navedeno, zbog svoje pune fizičke osnovanosti i danas u primeni u najvećem delu sveta. Celzijus je usvojio termometar sa živom kao osnovni termometar i 1742.god. predložio podelu termometarske skale na 100 stepeni izmedju tačke mržnjenja i tačke ključanja vode. On je takodje kod graduisanja skale prvi uzeo u obzir uticaj vazdušnog pritiska na temperaturu ključanja vode, što njegov termometar čini izvanredno tačnim. Interesantno je napomenuti da je Celzijus, verovatno radi otklanjanja potrebe za znakom minus pri temperaturama ispod tačke mržnjenja vode, ovu obeležio sa 100°, a tačku ključanja vode sa 0°. Sadašnje obeležavanje ovih tačaka uveo je 1745 god. poznati botaničar Line jednostavnom zamenom Celzijusovih brojnih oznaka.

Posle Farenhajta i Celzijusa dalji razvoj meteorološke termometrije sve do

današnjih dana bio je usmeren u pravcu usavršavanja raznih vrsta termometara, radi dobijanja što tačnijih vrednosti temperature onih sredina koje su od interesa za meteorologiju. To su nesumnjivo vazduh i površinski slojevi kopna i vode, o čijem će se zagrevanju i hladjenju i režimu temperature nadalje govoriti.

4.4. IZRAČUNAVANJE SREDNJIH TEMPERATURA

Za mnoge naučne i praktične svrhe, kao na primer za upoznavanje njihove promene u toku vremena i raspodele u prostoru, neophodno je brojne izmerene ili osmotrene vrednosti meteoroloških elemenata osrednjiti za odredjeni period - dan, dekadu, mesec, godišnje doba i godinu. Izračunavanje ovih srednjih vrednosti vrši se na sličan način kod svih meteoroloških elemenata korišćenjem podataka iz jednogodišnjeg ili višegodišnjeg perioda merenja. U prvom slučaju njihovo izračunavanje vrši se radi donošenja zaključaka o vremenskim uslovima koji su vladali u jednom odredjenom periodu posmatrane godine. U drugom slučaju, za upoznavanje srednjih ili preovladjujućih uslova u fizičkom stanju atmosfere koriste se podaci dugogodišnjih merenja za posmatrani period godine. Što je taj višegodišnji niz podataka duži, srednje vrednosti meteoroloških elemenata pružaju tačnije podatke o njihovim srednjim ili preovladjujućim karakteristikama u posmatranom mestu ili oblasti. Smatra se da u svakom slučaju taj niz ne bi smeo biti kraći od 5 godina, a poželjno je da dostigne pa čak i predje, dužinu tzv. normalnog niza. Prema usvojenom medjunarodnom kriterijumu, ovaj normalni niz obuhvata period od 30 godina neprekidnih merenja ili osmatranja. Tom dužinom niza dobijaju se srednje vrednosti meteoroloških elemenata koje se mogu smatrati uravnatim. Pod ovim se podrazumeva da one nisu uslovljene ekstremnim, tj. izuzetnim vrednostima, jer se takve vrednosti u dugom nizu godina, budući da su suprotnog znaka, medjusobno potiru. Prema tome, srednja vrednost je uslovljena najčešćim vrednostima meteorološkog elementa koje ne odstupaju mnogo od nje. O ovim, u stvari statističkim veličinama i načinu njihovog izračunavanja govori se veoma detaljno u okviru tzv. meteorološke statistike. Ovde će biti samo izloženi načini izračunavanja srednjih vrednosti temperature, s obzirom da će takve vrednosti često biti navodjene u drugom delu ovog poglavlja. Osim toga saznanje o ovim statističkim izračunavanjima omogućuje da se razumeju i srednje vrednosti drugih meteoroloških elemenata, koje će se navoditi u sledećim poglavljima. One se, kako je već napomenuto, izračunavaju na isti način uz korišćenje, u nekim slučajevima, drugog broja i vremena dnevnih termina merenja ili osmatranja.

Kada se radi o temperaturi srednje vrednosti razumljivo prikazuju srednje ili preovladjujuće uslove toplotnog stanja posmatrane sredine - površinskog sloja kopna i vode ili vazduha. Od njih je temperatura vazduha meteorološki najznačajnija i zbog toga će se ovde prikazati baš izračunavanje njenih srednjih vrednosti.

U toku dana temperatura vazduha se meri na svim meteorološkim stanicama u tzv. klimatološkim terminima, u 07, 14 i 21 čas po lokalnom vremenu. Na stanicama višeg reda, tzv. glavnim meteorološkim stanicama, merenja ovog meteorološkog elementa vrše se i svakog časa po zvaničnom vremenu, kod nas srednjoevropskom. Sa podacima iz ovih merenja prvo se izračunavaju srednje dnevne temperature vazduha. Ukoliko se radi o podacima iz tri klimatološka termina merenja, srednja dnevna temperatura se izračunava sledećim jednačinama:

$$t_{sr} = \frac{t_{07} + t_{14} + t_{21}}{3} \quad \text{ili} \quad t_{sr} = \frac{t_{07} + t_{14} + 2xt_{21}}{4}$$

Ispitivanjem je utvrdjeno da ova druga jednačina u umerenim geografskim širinama daje srednje vrednosti koje su najpribližnije onim koje se dobijaju iz časovnih merenja. Zbog toga se ova jednačina primenjuje u našoj zemlji. Izračunavanje srednjih dnevnih temperatura vazduha pomoću ovih jednačina je veoma jednostavno, što se može videti iz sledećih primera:

Izmerena temperatura vazduha je u 07^h t=8,0°C u 14^h je t=15,0°C, a u 21^h t=10,0°C. Srednja dnevna temperatura je :

$$t_{sr} = \frac{8^o+15^o+10}{3} = 11{,}0^oC \quad \text{ili} \quad t_{sr} = \frac{8^o+15^o+2x10^o}{4} = 10{,}8^oC$$

Ukoliko se raspolaže časovnim merenjima, pomoću sledećih jednačina dobija se mnogo tačnija srednja dnevna temperatura vazduha:

$$t_{sr} = \frac{t_{oo}+t_{o1}+t_{o2} + \dots\dots\dots +t_{22}+t_{23}}{24}, \text{ ili}$$

$$t_{sr} = \frac{t_{o1}+t_{o2}+t_{o3} + \dots\dots\dots +t_{23}+t_{24}}{24}, \text{ ili}$$

$$t_{sr} = \frac{1/2\, t_{oo}+t_{o1}+t_{o2}+ \dots\dots +t_{22}+t_{23}+1/2t_{24}}{24}.$$

Kod izračunavanja može se koristiti bilo koja od ovih jednačina, jer su razlike izmedju dobijenih vrednosti zanemarljive.

Srednje dnevne temperature vazduha predstavljaju osnovne vrednosti za izračunavanje srednjih dekadnih, mesečnih, sezonskih i godišnjih temperatura vazduha. Srednje dekadne i mesečne vrednosti izračunavaju se sabiranjem srednjih dnevnih temperatura vazduha i deljenjem dobijenog zbira sa brojem dana u periodu na koji se odnose. Dobijene srednje mesečne temperature se sabiraju za odredjeno godišnje doba, polugodje ili godinu i dele sa brojem meseci perioda na koji se odnose. Na taj način dobijaju se srednje temperature vazduha

godišnjih doba, zatim za topliju i hladniju polovinu godine i za godinu. Ukoliko se radi o vrednostima iz višegodišnjeg niza, izračunate srednje vrednosti za odredjen period za sve raspoložive godine se sabiraju i dele sa brojem godina. Tako se dobija srednja višegodišnja vrednost u koju je uključen veliki broj izmerenih podataka. Pomoću tih vrednosti, kao što će se videti kasnije, može se prikazati srednja raspodela temperature vazduha iznad neke oblasti, tj. njena promena u horizontalnom i vertikalnom pravcu. Takodje ove srednje vrednosti omogućuju da se utvrde zakonitosti promene temperature vazduha u toku vremena (dana i godine), a njihovim uporedjenjem iz različitih perioda ili oblasti mogu se otkriti razni uticaji na vrednosti, promene i raspodelu ovog značajnog meteorološkog elementa.

Za upoznavanje karakteristika režima temperature vazduha jednog mesta ili područja značajno je poznavati i vrednosti njenih dnevnih i godišnjih kolebanja, odnosno njenu amplitudu. Pod dnevnom amplitudom podrazumeva se razlika izmedju dnevne maksimalne i minimalne temperature vazduha. Godišnja amplituda predstavlja razliku izmedju srednje temperature najtoplijeg i najhladnijeg meseca. Vrednost razlike izmedju najviše i najniže uopšte izmerene temperature vazduha u toku godine naziva se apsolutna godišnja amplituda temperature.

4.5. ZAGREVANJE I HLADJENJE POVRŠINSKOG SLOJA ZEMLJE - KOPNA I VODE

Kao što je poznato iz prethodnog poglavlja, najveći deo Sunčeve zračne energije, koji posle prolaska kroz atmosferu dospe do Zemljine površine, apsorbuje kopno i voda. Pošto ona pri dolasku na Zemljinu površinu uglavnom sadrži energiju dugotalasnog dela spektra, tj. toplotnu energiju, njen efekat će biti pretežno toplotni i to kako na površinski sloj kopna i vode, tako i na iznad njih ležeći vazduh. Promet te toplote izmedju ovih graničnih sredina uslovljava promene njihovog toplotnog stanja, što ima za posledicu čitav niz promena u fizičkom stanju atmosfere kao i uticaja na atmosferska zbivanja i pojave.

Istraživanjima i merenjima temperature vazduha i površinskog sloja Zemlje došlo se još davno do zaključka da se niži slojevi atmosfere neznatno zagrevaju Sunčevim zračenjem putem neposredne apsorpcije toplotne energije. Utvrdjeno je da su niži slojevi atmosfere, u kojima se zbivaju skoro sve vremenske pojave i procesi, u velikoj meri dijatermni /propustljivi/ za dugotalasno Sunčevo zračenje. To znači da se oni zagrevaju posredstvom podloge iznad koje se nalaze, a koja apsorbovanu toplotnu energiju predaje više ležećem vazduhu.

Ova istraživanja su takodje pokazala da Zemljina površina nije samo posred-

nik u zagrevanju vazduha, nego i u procesu njegovog hladjenja. Kao što u periodu kada je prihod toplotne energije veći od rashoda predaje jedan deo viška toplotne energije hladnijem više ležećem vazduhu i zagreva ga, tako mu u periodu većeg rashoda toplote, kada je hladnija od njega, oduzima ovu energiju i hladi ga. Zbog svega toga pokazalo se da temperatura nižeg sloja atmosfere, i to tim više što je on bliže Zemljinoj površini, u svojim dnevnim i godišnjim kolebanjima tesno sleduje promene toplotnog stanja podloge iznad koje se nalazi. Prema tome, za puno razumevanje režima temperature vazduha, neophodno je poznavanje uslova i načina zagrevanja i hladjenja sastavnih delova Zemljine površine, o čemu će biti reči u sledećim potparagrafima.

Medjutim, pre nego se počne sa ovim razmatranjima, neophodno je upoznati se sa osnovama bilansa toplote površinskog sloja Zemlje.

4.5.1. Bilans toplote površinskog sloja Zemlje i osnovni uzroci nejednakog zagrevanja i hladjenja kopna i vode

Toplotno stanje Zemljine površine, od kojeg zavisi zagrevanje i hladjenje vazduha, uslovljeno je prvenstveno njenim bilansom toplote. Kada je on pozitivan, raste njena temperatura i temperatura više ležećeg vazduha. U suprotnom slučaju negativni bilans toplote ima za posledicu pad temperatura ovih sredina.

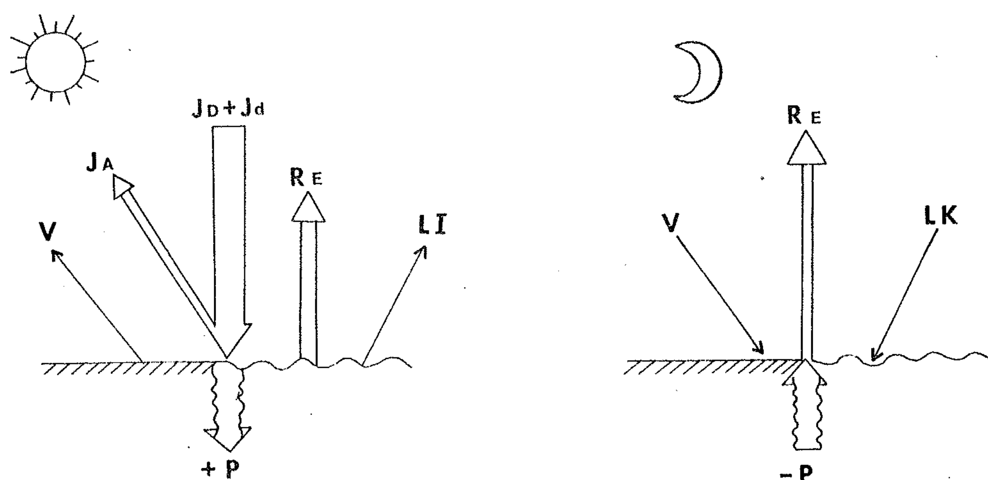
Bilans toplote površinskog sloja Zemlje prvenstveno zavisi od bilansa zračenja, ali takodje i od nekih drugih činilaca. Tako, na primer, od izvesnog su značaja i procesi kondenzacije i isparavanja na Zemljinoj površini. U tim procesima, o kojima će se govoriti u Glavi 7, oslobadja se tzv. latentna toplota kondenzacije, odnosno troši tzv. toplota isparavanja. To znači da u prvom slučaju skrivena toplota postaje aktivna i utiče pozitivno na bilans toplote Zemljine površine. U drugom slučaju ona prelazi u skriveno, tj. neaktivno stanje, što se odražava negativno na bilans toplote površinskog sloja Zemlje. Treba napomenuti da se jedan deo toplotne energije u površinskom sloju Zemlje, a naročito na kopnu, troši na hemijske i biološke procese.

Toplotni bilans površinskog sloja Zemlje za dan i noć, koji mnogo više odgovara površinskom sloju kopna ali se može odnositi i na vodene površine, (koji je simbolično prikazan na slici 19) može se izraziti u opštem vidu sledećim jednačinama:

danju: $Q_+ = (I_D + I_d) - I_A - R_E + P - LI - V,$

noću: $Q = - R_e - P + LK + V.$

U ovim jednačinama je Q - bilans toplote površinskog sloja Zemlje u jedinici vremena (pozitivni +, negativni -); I_D - prihod Sunčeve zračne energije direktnim Sunčevim zračenjem, a I_d - difuznim /nebeskim/ zračenjem; I_a - odbijeno Sunčevo zračenje; R_E - efektivno zračenje Zemljine površine. Slovom +P označena je toplotna energija koja se prenosi u dubinu površinskog sloja Zemlje kada je njen prihod u toku dana veći od rashoda (insolacioni period). Sa -P je označena toplotna energija koja se u toku noći (radijacioni period) prenosi iz dubljih slojeva na Zemljinu površinu, a sa nje Zemljinim zračenjem u atmosferu i kosmos;



Slika 19 - Dnevni bilans toplote površinskog sloja Zemlje

Rashod toplotne energije na isparavanje vode označen je sa -LI, a prihod usled kondenzacije sa LK. Sa znakovima L je označena latentna toplota isparavanja ili kondenzacije vode po jedinici njene mase, a sa oznakama I i K količina isparene, odnosno kondenzovane vode. Konačno, sa V je označena toplotna energija koju Zemljina površina predaje više ležećem vazduhu danju, a sa -V količina oduzete toplotne energije od tog vazduha noću.

Iz ovih jednačina je očigledno da je Q danju pozitivno, jer je u insolacionom periodu prihod toplotne energije veći od rashoda. Tada temperatura površinskog sloja Zemlje i više ležećeg vazduha raste. Noću, u tzv. radijacionom periodu Q je negativno, jer površinski sloj Zemlje tada više gubi toplotnu energiju nego što je dobija. Zbog toga se on hladi i oduzimanjem toplotne energije više ležećem vazduhu, hladi i njega.

Pre nego se počne sa samim razmatranjem načina zagrevanja i hladjenja

površinskih slojeva Zemlje i njihovog režima temperature, korisno je podsetiti se da se njegovi osnovni sastavni delovi (kopno i voda) sa istim dobitkom ili gubitkom toplotne energije neće u istom stepenu zagrevati ili hladiti zbog različite zapreminske specifične toplote. Do razlika u stepenu zagrejanosti i rashladjenosti kod ovih sredina dolazi i zbog različitih koeficijenata toplotne provodljivosti. Do toga dolazi i zbog nekih drugih razlika u osobinama ovih sredina, o kojima će se kasnije govoriti.

Pošto je površinski sloj kopna sastavljen od različitih vrsta zemljišta, on će se, zavisno od njihovih različitih fizičkih osobina, različito zagrevati i hladiti. Posebno velike razlike u toplotnom stanju sastavnih delova površinskog sloja kopna uslovljene su većim ili manjim prisustvom vode ili vazduha u njima. Medjutim, ima i drugih činilaca koji smanjuju ili povećavaju ove razlike, pa će se i o njima govoriti.

Zbog razlike u hemijskom sastavu, naročito izmedju slatke i slane vode, postoje razlike u zagrevanju i hladjenju vodenih površina. Ukoliko je u njima veća količina raznih primesa, što je karakteristično za morsku vodu, zbog manje specifične toplote (Cv) koju ove primese uslovljavaju, jače je i njihovo zagrevanje i hladjenje pri ostalim istim uslovima.

4.5.2. Zagrevanje i hladjenje površinskih slojeva kopna

Zbog već dobro poznatih razlika u fizičkim osobinama površinskog sloja kopna, koje nisu samo posledica njegovih različitih fizičko-hemijskih osobina već u znatno većoj meri prisustva vazduha ili vode u porama, u zagrevanju i hladjenju pojedinih vrsta zemljišta i u stepenu njihove zagrejanosti ili rashladjenosti postoje znatne razlike.

To znači da režim temperature površinskog sloja kopna ne zavisi samo od njegovog tvrdog skeleta, već i od njegovog fizičkog stanja, tj. rastresitosti i vlažnosti. Promene ovog stanja mogu izmeniti toplotne karakteristike iste vrste zemljišta za dva i više puta u jednom ili drugom smislu. Suvo, a još više rastresito zemljište, u kome se nalazi velika količina vazduha, danju je više zagrejano a noću više rashladjeno od sabijenog a naročito vlažnog zemljišta. Tako, na primer, temperatura površine obradjenog zemljišta ponekad je viša i od 5°C od temperature obradjenog zemljišta. Razlog tome je već dobro poznat. To su razlike u specifičnoj toploti (Cv) i koeficijentu toplotne provodljivosti (λ), koje su uslovljene većim ili manjim prisustvom vazduha ili vode.

U kolikoj meri njihovo prisustvo utiče na toplotno stanje površinskog sloja zemljišta pokazuje podatak da je koeficijenat toplotne provodljivosti njegovih sastavnih delova 100 puta veći nego vazduha.

Važno je napomenuti da manja zagrejanost ili rashladjenost vlažnog zemljišta, pri ostalim istim uslovima, nije samo posledica manje Cv i raspodele toplotne energije na deblji sloj zbog većeg λ. Takvoj njegovoj osobini doprinosi i utrošak toplote na isparavanju prisutne vode u periodu insolacije i prihod toplote u dosta čestim noćnim procesima kondenzacije ili sublimacije.

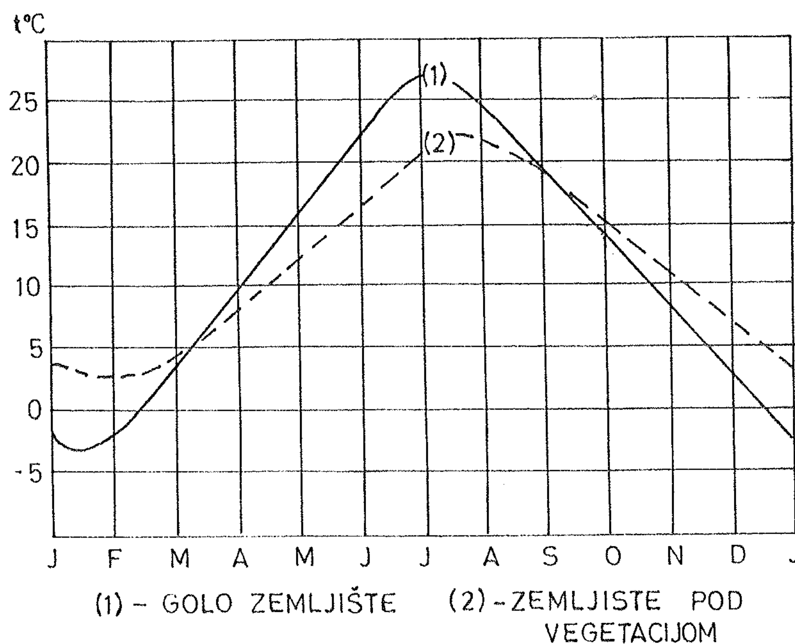
Na osnovu napred izloženog može se jednostavno reći da je stepen zagrejanosti i rashladjenosti zemljišta raznih vrsta i u različitom stanju obrnuto proporcionalan njihovom Cv i λ.

Osim od napred navedenih fizičkih osobina toplotno stanje površinskog sloja kopna zavisi i od boje i hrapavosti zemljišta. Ona tamnija i hrapavija zemljišta, budući da osetno više apsorbuju Sunčevu zračnu energiju, tj. imaju manji albedo, znatno se više zagrevaju ali se i više hlade zbog veće moći izračivanja. Tako su, pri ostalim istim uslovima, temperature tamnih površina za 2^{o} do $5^{o}C$ više nego kod svetlih.

Na zagrevanje i hladjenje površinskog sloja kopna takodje u znatnoj meri utiču još neki činioci, kao što su biljni i snežni pokrivač, smrznutost zemljišta i njegova ekspozicija.

Ukoliko je biljni pokrivač gušći, utoliko će se zemljište ispod njega manje zagrevati i hladiti. U takvim slučajevima veći deo Sunčeve zračne energije ne dopire do Zemljine površine, jer ga reflektuje ili apsorbuje vegetacija. Tako, na primer, gusta šuma može zadržati i do 90% Sunčeve zračne energije koja dodje do njene gornje površine. Deo ove apsorbovane toplotne energije upotrebi se na zagrevanje same vegetacije i za neke fiziološke procese. Tako je, na primer, utvrdjeno da se za razlaganje svakog kilograma CO_2 utroši oko 4150 kcal toplotne energije, a njen znatan deo utroši se još na crpljenje vode iz tla kapilarnim putem i na njeno isparavanje, tj. na proces evapotranspiracije. Brzo i jako hladjenje površinskog sloja zemljišta vegetacija sprečava apsorpcijom i refleksijom Zemljinog zračenja, jer se zbog povećanog kontrazračenja smanjuje efektivno zračenje Zemljine površine.

Zahvaljujući opisanim uticajima, u toku insolacionog perioda zemljište ispod guste vegetacije je za 24-časovni period i do $6^{o}C$ hladnije od onog u polju, pa čak i na dubini od 5-10 cm ova razlika iznosi $3\text{-}4^{o}C$. Razlike su znatne i u toku godine, što se zapaža na primeru iz sredine umerenog pojasa datom na slici 20.



Slika 20.- Promena temperature površine golog zemljišta i zemljišta pokrivenog vegetacijom u toku godine

Snežni pokrivač ima specifičan uticaj na temperaturu površinskog sloja zemljišta. Zbog izuzetno velikog albeda on raspolaže sa veoma malom količinom toplotne energije. Medjutim, i ta mala količina raspoložive toplotne energije ne može doći do površine zemljišta zbog izvanredno male toplotne provodljivosti, koja je uslovljena velikim prisustvom vazduha unutar njegovog skeleta. Ova osobina snežnog pokrivača je sve izrazitija što je on sveži ji i suvlji tj. rastresitiji. Tokom vremena on se sleže, time mu se povećava gustina, pa onda i koeficijenat toplotne provodljivosti. Prema istraživanjima, koeficijenat toplotne provodljivosti snežnog pokrivača iznosi:

- kod svežeg snega (gustina 0,1 gr/cm^3) $\lambda = 0{,}0003$ gcal/cm^2 sec .grad;
- kod smrznutog snega (gustina 0,3 gr /cm^3) $\lambda = 0{,}0006$ gcal/cm^2 sec . grad;
- kod mokrog gušćeg snega $\lambda = 0{,}0008$ do $\lambda = 0{,}0010$ gcal/cm^2 sec . grad.

Zbog slabe provodljivosti toplote snežni pokrivač sprečava i suprotan prenos toplotne energije, tj. njen prenos iz površinskog sloja zemljišta u više ležeći vazduh. Zbog toga snežni pokrivač usporava hladjenje površinskog sloja zemljišta i zato je zemljište kada je pokriveno snegom na istim dubinama, pri ostalim istim uslovima, osetno toplije od golog zemljišta. Tako je na primer u umerenim širinama Evrope, pri debljini snežnog pokrivača od 40 do 50 cm, temperatura zemljišta ispod njega za 6^{o} do 7^{o}C viša nego golog zemljišta.

Na kontinentima umerenih i viših geografskih širina nalaze se prostrani delovi na kojima je površinski sloj zemljišta smrznut duže ili kraće vreme u hladnijem delu godine, zavisno od geografske širine, ili u njemu vlada večiti mraz. Smrznutost zemljišta značajno menja njegove toplotne osobine, što se razumljivo odražava na njegovo toplotno stanje. Tako je koeficijenat toplotne provodljivosti smrznutog zemljišta $\lambda = 0{,}005$ gcal/cm^2 sec · grad što govori da je ono bolji provodnik toplotne energije od suvog, pa i vlažnog zemljišta.

Dubina smrzavanja zemljišta zavisi od opštih toplotnih uslova, tj. bilansa zračenja i toplote područja u kome se ono nalazi. Ona takodje zavisi od toplotnih karakteristika samog zemljišta i spoljnih faktora koji utiču na prihod i rashod toplotne energije (vegetacija i snežni pokrivač). Prema tome zemljište će se smrzavati dublje sa povećanjem geografske širine i nadmorske visine. Smrzavanje do manje dubine, pod ostalim istim uslovima, jeste karakteristika jako vlažnog zemljišta. Do toga dolazi zbog oslobadjanja latentne toplote mržnjenja u površinskom sloju takvog zemljišta, koja usporava širenje ovog procesa u dubinu. To je razlog što se, na primer, znatno dublje smrzavaju peščare nego močvare. Tome svakako doprinosi i brži gubitak raspoložive količine toplotne energije kod zemljišta koje je slab provodnik toplotne energije, a takav je pesak. Vegetacija i snežni pokrivač, iz napred opisanih razloga, smanjuju dubinu smrznutog sloja zemljišta.

U umerenom pojasu smrznuto zemljište se u potpunosti otkravi u prvim prolетnjim mesecima. Medjutim, takva situacija nije u subpolarnim oblastima koje se odlikuju večitom smrznutošću površinskog sloja zemljišta. Te oblasti imaju znatnu površinu u severnim delovima Kanade, Aljaske, na ostrvima Severnog ledenog okeana i u SSSR-u. Samo u ovom poslednjem površina večito smrznutog zemljišta dostiže 10 000 000 km^2 ili oko 45% cele teritorije te zemlje. Prema istraživanjima južna granica ovih područja večitog mraza u zemljištu poklapa se sa srednjom godišnjom temperaturom vazduha od -2^{o}C.

Tako velike površine specifičnih toplotnih karakteristika moraju imati značajan uticaj na toplotno stanje atmosfere i zbog toga treba poznavati njihove najznačajnije osobine.

Debljina večito smrznutog sloja koleba od 150 m, pa čak i 200 m u najsevernijim delovima (kao na primer u Jakutiji-SSSR) do 1-2 m u najjužnijim delovima područja večitog mraza u zemljištu.

U toplotnom stanju površinskih slojeva večito smrznutog zemljišta u toplijem delu godine veliku ulogu igra površinski sloj koji se otapa. Ovaj tzv. aktivni sloj, u kome se osećaju godišnje promene temperature, u največem delu se pretvara u močvaru. Tome najviše doprinosi voda od otopljenog snega i letnjih padavina, koja se zadržava u površinskom sloju

zbog nepropustljivosti dubljeg stalno smrznutog zemljišta. Debljina aktivnog sloja zavisi od karakteristika zemljišta. U onom koje je slab provodnik toplote, kao što je, na primer, treset, ovaj sloj je male dbeljine - tanji od 0,5 m. Nasuprot ovome, u zemljištu dobrom provodniku toplote, kao što je na primer glina, on dostiže debljinu i od 2-3 m. Razumljivo da debljina aktivnog sloja raste ka južnoj granici večito smrznutog zemljišta.

Uzroci postojanja večito smrznutog zemljišta u subpolarnim geografskim širinama nisu još pouzdano utvrdjeni. Najprihvatljivija je hipoteza da su takvi uslovi nastali u ledničkim periodima, koji su u dosta bliskoj prošlosti od oko 100 000 godina više puta vladali na Zemlji. Njihovom održavanju još pogoduju sadašnji klimatski uslovi u tim oblastima. Kao jedan od dosta ubedljivih dokaza u prilog ovoj hipotezi jesu dobro sačuvana tela mamuta, nadjena u tim smrznutim slojevima zemljišta. Te životinje, kao što je poznato, živele su još na kraju poslednjeg ledničkog perioda. To znači da je večito smrznuti sloj zemljišta star najmanje nekoliko desetina hiljada godina.

Značajno je napomenuti da je ispod večito smrznutog sloja zemljišta temperatura pozitivna. Takvo toplotno stanje je uslovljeno stalnim prilivom toplotne energije iz usijane unutrašnjosti Zemlje, o čemu se govorilo na početku prethodne glave.

Napred opisane osobine površinskog sloja zemljišta subpolarnih predela i njihove promene, kao što je napred napomenuto, nesumnjivo imaju velike uticaje na temperaturu vazdušnih masa velikih razmera koje dospevaju i u manje geografske širine. Prema tome, ovaj uticaj se mora ozbiljno uzimati u obzir kod kompleksnog razmatranja toplotnog stanja Zemljine površine i atmosfere.

Uticaj ekspozicije zemljišta na njegovo toplotno stanje je uglavnom obradjen u prethodnoj glavi. Poznato je da je zemljište na prisojnim stranama znatno više zagrejano od onog na osojnim. Zemljište istočnih i zapadnih padina zagreva se više od osojnih, a manje od prisojnih. Uporedjujući ove padine vidimo da se one na zapadnoj strani zagrevaju više od onih istočno eksponiranih. Razlog je u tome što se ove poslednje zagrejavaju u jutarnjim časovima pri niskoj temperaturi i znatnom utrošku toplotne energije na isparavanje. Zapadne padine, medjutim, najintenzivnije primaju toplotnu energiju u popodnevnim časovima, kada im je temperatura već dosta visoka i kada su suve zahvaljujući ranijem dolasku toplotne energije putem difuznog zračenja.

Za razliku od insolacionih uslova noćno izračivanje ne zavisi od ekspozicije i jednako je na svim stranama.

Iz svega izloženog o činiocima od kojih zavisi zagrevanje i hladjenje površinskog sloja kopna može se ukratko rezimirati da su njegove dnevne i godišnje promene temperature, kao i njene vrednosti, uslovljene dnevnim i godišnjim promenama bilansa zračenja, zatim fizičkim osobinama zemljišta i nekim spoljnim faktorima i da, prema tome, predstavljaju složenu rezultantu svih tih uticaja.

4.5.3. Dnevni i godišnji hod temperature površinskog sloja kopna

Od momenta izlaska Sunca, u celom periodu dana kada insolacija nadjačava radijaciju, tj. kada je bilans zračenja, pa prema tome i bilans toplote pozitivan, raste temperatura površine kopna.

Temperature ove površine ne dostižu maksimum u momentu najvećeg intenziteta Sunčevog zračenja, tj. u pravo Sunčevo podne, već nešto kasnije, oko 13 časova po lokalnom vremenu. To se objašnjava time što posle kulminacije Sunca insolacija još za oko jedan čas nadjačava radijaciju i u tom periodu zagrevanje površine zemljišta se nastavlja. Maksimum temperature nastaje u momentu kada se u početku perioda smanjenja svojih intenziteta izjednače insolacija i radijacija, tj. kada se izjednači prihod i rashod toplotne energije. Ovo zakašnjenje maksimuma temperature na površini zemljišta iza kulminacije Sunca biće manje ukoliko je ono slabiji provodnik toplote, tj. što je toplotna energija koncentrisanija u njegovom tanjem površinskom sloju.

U popodnevnim časovima površina zemljišta se hladi i nastaje brz pad njene temperature, jer intenzitet insolacije ne samo da je tada manji od radijacije, već se od njega i mnogo brže smanjuje. Posle Sunčevog zalaska, u periodu čiste radijacije čiji se intenzitet i dalje smanjuje, nastavlja se pad temperature površine zemljišta, ali je on tada znatno usporeniji. Minimalna vrednost nastaje neposredno pred Sunčev izlazak. Jutarnji porast površinske temperature kopna može biti veoma brz ako je zemljište suvo, ili usporen ako postoji veći utrošak toplotne energije na isparavanje.

Dnevna amplituda temperature površine zemljišta zavisi od brojnih ali već poznatih činilaca. U prvom redu ona zavisi od njegovih fizičkih karakteristika, koje pogoduju jačem ili slabijem zagrevanju i hladjenju. Prema tome ona je najveća kod onih vrsta zemljišta koje imaju jaku apsorpcionu moć Sunčevog zračenja i veliku moć izračivanja, zatim kod onih koji se sa istom količinom toplote više zagrevaju i u kojima se toplota zadržava u plitkom površinskom sloju.

Zbog poznatih specifičnih toplotnih karakteristika, kao i zbog utroška toplote na isparavanje u jednom periodu dana, a dobitka u drugom periodu usled kondenzacije, vlažna zemljišta se posebno odlikuju malim kolebanjima temperature.

Veličina dnevnih amplituda površinske temperature zemljišta zavisi i od prozračnosti atmosfere. Manja je u uslovima neprozračnije atmosfere (naročito ako je oblačno) zbog manjeg prihoda toplotne energije u insolacionom periodu. Dnevne amplitude površinske temperature zemljišta su veće u toplijem delu godine, a maksimum dostižu u toku leta zbog visokog dnevnog položaja Sunca i veće dužine insolacionog perioda nego u toku zime. Iz istih razloga dnevna amplituda površinske temperature zemljišta se smanjuje i sa povećanjem geografske širine.

Prema tome zemljište sa najvećim dnevnim kolebanjima temperature bilo bi ono koje ima malu zapreminsku specifičnu toplotu (Cv) i koeficijenat toplotne provodljivosti (λ). Ono treba da je tamno, hrapavo, suvo i bez vegetacije i da se nalazi u tropskom pojasu u uslovima vedrog vremena i toplijeg dela godine. Najpribližnije ovim uslovima su suptropske pustinje u Africi, Jugozapadnoj i Srednjoj Aziji, Australiji itd. One se zbog poznatih osobina peska i stena veoma mnogo zagrevaju u toku dana i hlade u toku noći. Kolebanja su i leti i zimi toliko velika da se, zbog brzih i velikih promena temperature, stene raspadaju, često uz jak prasak. Tako, na primer, u severnim delovima alžirske Sahare u najhladnijim mesecima nisu noću retke temperature površine peska i do $-10^{o}C$ iako su njene dnevne vrednosti nekoliko desetina stepeni iznad $0^{o}C$. U najtoplijim mesecima površinska temperatura ovih prostranih pustinja dostiže 70^{o} - $80^{o}C$. Medjutim, već na dubini od nekoliko santimetara u pesku, zbog malog koeficijenta provodljivosti usled većeg prisustva vazduha, ona opada za više desetina stepeni.

U svim razmatranjima o zagrevanju i hladjenju kopna, u prethodnim paragrafima stalno je bilo govora o površinskom sloju zemljišta, a ne samo o njegovoj površini. To je sasvim razumljivo kada se zna da u prometu toplotne energije poreklom sa Sunca, tj. u zagrevanju i hladjenju, učestvuje odredjen površinski sloj Zemlje čija debljina zavisi od njegovih fizičkih osobina. Ovaj sloj, u kome se osećaju dnevna i godišnja kolebanja temperature, naziva se aktivni sloj. Ispod njega se, kao što će se videti, nalazi sloj stalne temperature, koji dobija toplotnu energiju iz usijane Zemljine unutrašnjosti. Osnovni i praktično jedini mehanizam prenosa toplotne energije u tom termički aktivnom sloju zemljišta je molekularna provodljivost. Izvesnu ulogu u tome igra i prenos toplote putem kapilarnog kretanja vazduha i vode, ali je on po efektu zanemarljiv. Višak toplotne energije, koji se ne utroši na zagrevanje površine zemljišta, prenosi se putem molekularnog provodjenja prema njegovim dubljim slojevima. Taj prenos se održava sve dok se ne raspodeli sva raspoloživa dnevna količina toplotne energije. Prema tome,

što je površinski sloj zemljišta dublji, to on dobija sve manju količinu toplotne energije.

U periodu negativnog bilansa toplote aktivni sloj zemljišta se takodje hladi prenošenjem toplotne energije sa čestice na česticu, samo sada u suprotnom pravcu, jer ona se tada prenosi iz dubljih toplijih slojeva ka više rashladjenim površinskim slojevima, a sa same površine, kao što je već poznato, dugotalasnim zračenjem u atmosferu i kosmos.

Za vreme letnje polovine godine*), počev od proletnje ravnodnevnice kada u godišnjem periodu počinje pozitivan bilans zračenja i toplote, površinski sloj kopna ne oda noću svu toplotnu energiju koju je primio u toku dana. Jedan deo ove toplotne energije on zadržava i predaje ih još dubljim slojevima. Na taj način ona se magazinira, kako se to često kaže u stručnoj literaturi za stvaranje rezervi toplotne energije u površinskom sloju Zemlje.

U godišnjem hodu na površini zemljišta nastaje maksimum temperature oko pet nedelja iza najvišeg položaja Sunca. U umerenim širinama do toga dolazi posle letnjeg solsticijuma, tj. u julu kada se izjednači godišnji prihod i rashod toplotne energije.

U celom godišnjem periodu negativnog bilansa zračenja i toplote, magazinirana toplotna energija se prenosi iz dubljih slojeva na površinu zemljišta koja je odaje svojim dugotalasnim zračenjem. Zbog toga se ceo u godini aktivni sloj hladi, a na njegovoj površini u umerenom pojasu minimum temperature nastaje oko tri nedelje iza zimskog solsticijuma.

Iz ovoga proizlazi da zavisno od toga da li se radi o pozitivnom ili negativnom bilansu toplote, u površinskom sloju zemljišta se uspostavljaju dva osnovna tipa promene temperature sa dubinom u toku dana i godine. To su insolacioni i radijacioni tip. Prvi se odnosi na period kada površinski sloj zemljišta više prima nego odaje toplotu, a do toga dolazi danju i leti. Tada temperatura opada sa dubinom. Drugi je karakterističan za period većeg gubitka od dobitka toplote, tj. za noć i zimu kada temperatura sa dubinom raste.

Takodje se iz dosadašnjeg izlaganja o zagrevanju i hladjenju površinskog sloja kopna može pretpostaviti da sa povećanjem dubine zemljišta dolazi do značajnih promena u dnevnim i godišnjim kolebanjima temperature. One su najbolje regulisane sledećim zakonima Furijea, koji proizlaze iz opšte teorije o molekularnom provodjenju toplote:

---

*) Pod letnjom polovinom godine podrazumeva se period od proletnje do jesenje ravnodnevnice, a pod zimskom druga polovina godine.

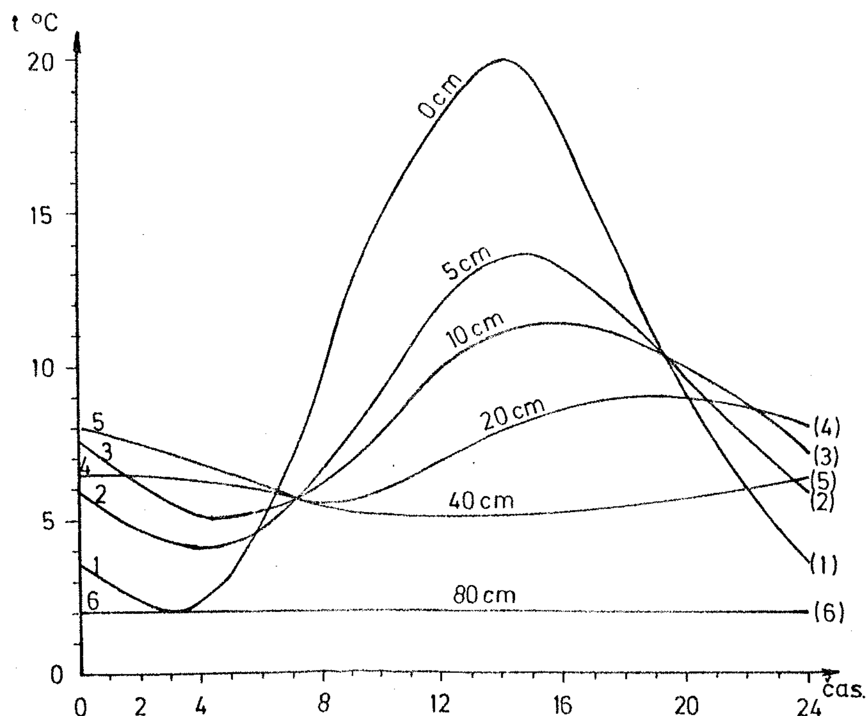
1. Period kolebanja temperature sa dubinom zemljišta se ne menja. Na svim dubinama aktivnog sloja interval izmedju dva uzastopna minimuma i maksimuma iznosi 24 časa, odnosno 12 meseci;

2. Ako dubina zemljišta raste u aritmetičkoj progresiji (0; 20; 40; 60; ....cm), amplituda temperature se smanjuje u geometrijskoj progresiji (16; 4; 1; 0,25: ....°C).

3. Sa povećanjem dubine zemljišta maksimalne i minimalne temperature sve više proporcionalno zakašnjavaju u odnosu na vreme nastajanja na površini. Dnevni maksimumi i minimumi temperature zakašnjavaju za svaki 10 cm u proseku za 2,5 - 3,5 časa, a godišnji ekstremi temperature za svaki metar za 20-30 dana;

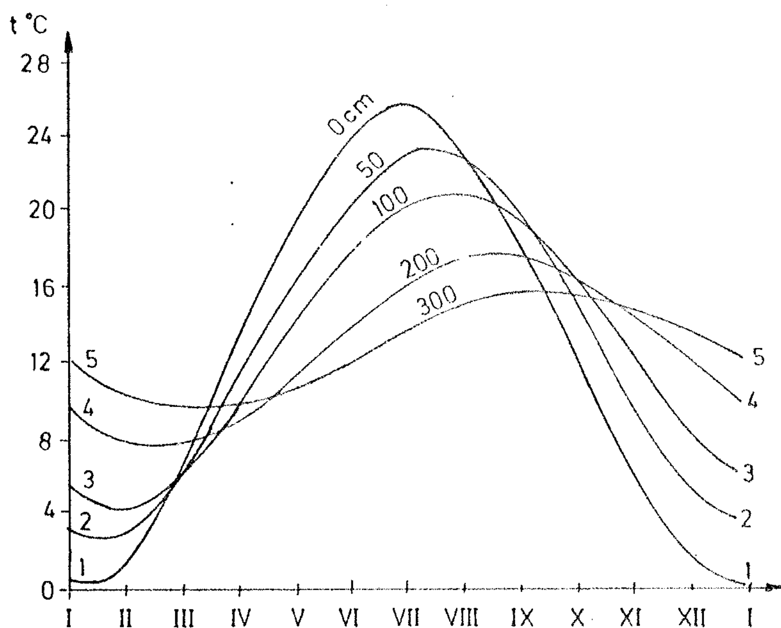
4. Debljina dnevnog i godišnjeg aktivnog sloja ima se isto kao i kvadratni koreni iz perioda kolebanja, tj. $A_{god} : A_{dan} = \sqrt{365} : \sqrt{1} = 19,1$. Naime, dubina na kojoj prestaju godišnja kolebanja temperature zemljišta je oko 19 puta veća od one na kojoj prestaju njena dnevna kolebanja.

Promene dnevnog i godišnjeg hoda temperature vazduha u površinskom sloju zemljišta, o kojima se govori u drugom i trećem zakonu Furijea, očigledne su na primeru koji je dat na slici 21 i 22.



Slika 21. - Dnevni hod temperature na različitim dubinama aktivnog sloja zemljišta od 0 do 80 cm u maju u Povlovsku (SSSR) prema S.P.Hromovu

Zakoni Furijea se ne ispunjavaju u potpunosti i u svim slučajevima. U prirodnim uslovima ima odstupanja koja su uslovljena nehomogenošću u sastavu i strukturi zemljišta na različitim dubinama. Izrazito velika odstupanja uslovljava prisustvo vode, i to naročito u odnosu debljine aktivnog sloja u toku godine prema njegovoj debljini u toku 24 časa.



Slika 22.- Godišnji hodovi temperature na različitim dubinama zemljišta u Beogradu prema B. Dobriloviću

Dubina na kojoj počinje sloj postojane dnevne temperature je veoma različita i promenljiva. Kao što se može pretpostaviti, ona zavisi od istih činilaca kao i dnevna i godišnja amplituda više ležećih slojeva, a naročito od toplotne provodljivosti.

Debljina dnevnog termički aktivnog sloja u nekim vrstama zemljišta dostiže maksimalnu debljinu od 70 - 100 cm. Termički aktivni sloj u toku godine ima maksimalnu debljinu od 8 - 30 m. U polarnim širinama on je oko 30 m, u umerenim 15 - 20 m, a u tropskom pojasu nije deblji od 10 m.

Složenost režima temperature aktivnog sloja zemljišta, o kojoj se već govorilo, potvrdjuje i postojanje, osim insolacionog i radijacionog tipa, još dva prelazna tipa promene temperature sa dubinom. Oni se javljaju zahvaljujući relativno sporom molekularnom prenošenju toplotne energije u jednom i drugom pravcu u toku insolacionog i radijacionog perioda.

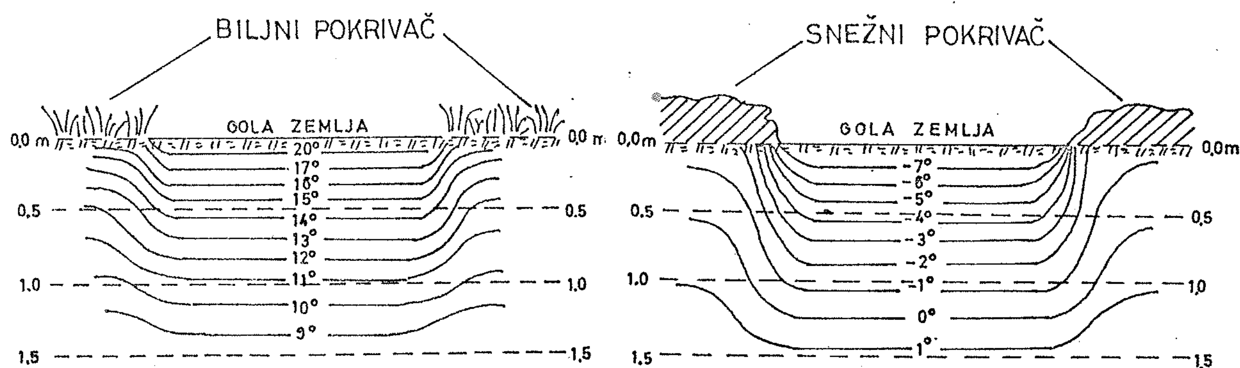
U dnevnom hodu, u toku noći, i to naročito leti, slojevi zemljišta bliže površini se dosta brzo i osetno rashlade. Ovo hladjenje ne zahvata ili veoma malo zahvata dublje slojeve zemljišta. Zbog toga se u njima zadržava insolacioni tip promene temperature sa dubinom, dok on u površinskom sloju ima tada sve karakteristike radijacionog tipa. To znači da se na izvesnoj dubini zadržava jedan topli sloj od koga temperatura opada i naniže i naviše.

U jutarnjim časovima slojevi zemljišta bliže površini veoma se brzo zagrevaju i u njima se ponovo uspostavlja insolacioni tip promene temperature sa dubinom. U tom periodu, u tada već rashladjenim dubljim slojevima, još neko vreme raste temperatura sa dubi-

nom. Prema tome, sve dok se zbog sve veće pozitivne razlike izmedju prihoda i rashoda toplotne energije ne uspostavi u prepodnevnim časovima insolacioni tip promene temperature u celom aktivnom sloju, na nekoj njegovoj dubini se održava hladni sloj od koga temperatura raste i nagore i nadole.

Nešto slično kao u dnevnom periodu javlja se i u promeni temperature zemljišta sa dubinom u toku godine. Naime u jesen, dok je u površinskim slojevima već uspostavljen porast temperature sa dubinom, u dubljim slojevima njena promena još odgovara insolacionom tipu. To znači da tada na nekoj dubini postoji topli sloj od koga temperatura opada u oba pravca. U proleće se javlja suprotna situacija u kojoj se izmedju dva toplija sloja zadržava neko vreme jedan hladni sloj.

Napred, kada se govorilo o kolebanjima temperature na površini zemljišta i u aktivnom sloju, nije uz ostale činioce veličine dnevnih i godišnjih amplituda posebno naznačen uticaj biljnog i snežnog pokrivača. Kao što se već zna, ovaj uticaj nije mali i odražava se na osetno smanjenje dnevne i godišnje amplitude u celom aktivnom sloju.



Slika 23a.- Promena temperature sa dubinom u golom zemljištu i zemljištu pokrivenom vegetacijom u letnjem periodu (jun)

Slika 23b.- Promena temperature sa dubinom u golom zemljištu i zemljištu pokrivenom snegom u zimskom periodu (februar)

To znači da ovi uticaji uslovljavaju osetne razlike u zagrejanosti ili rashladjenosti aktivnog sloja u odnosu na površinski sloj zemljišta bez biljnog ili snežnog pokrivača. Takvi zaključci proizlaze iz primera na slikama 23a i 23b, o čemu je već bilo govora i u podparagrafu 4.5.2. Posebno je značajan uticaj snežnog pokrivača. U njemu, zbog već poznatih razloga, temperatura raste prema površini zemljišta u kome se ovaj porast dalje nastavlja. Više temperature u aktivnom

sloju zemljišta ispod snežnog pokrivača, posebno su korisne za poljoprivredu, i to naročito za ozimu pšenicu koju on štiti od promrzavanja.

4.5.4. Zagrevanje i hladjenje površinskih slojeva vode

Površinski sloj vode veoma dobro apsorbuje dugotalasno Sunčevo zračenje. On svojim tamnim dugotalasnim zračenjem takodje dobro izračuje primljenu toplotnu energiju. Ova moć izračivanja iznosi 96,5% (kopno 90-95%) od one koju ima apsolutno crno telo. To znači da je ona tek nešto manja od moći izračivanja snežnog pokrivača, a koji izrači 99,5% od apsorbovane toplotne energije. Prema tome, vodene površine se po mogućnosti apsorpcije i izračivanja toplotne energije veoma malo razlikuju od kopna. Medjutim, zahvaljujući velikom zapreminskom toplotnom kapacitetu (Cv), koji je 3-4 puta veći nego kod sastavnih delova kopna, i zbog još nekih drugih fizičkih osobina po kojima se razlikuje od njega, površinski slojevi vode se sa približno istom količinom toplotne energije sporije i slabije zagrevaju, a isto tako i hlade. Medjutim, u periodu pozitivnog bilansa zračenja zbog tih fizičkih osobina, površinski odnosno aktivni sloj vode stvara znatno veće rezerve toplote, koje odaje atmosferi u periodu negativnog bilansa zračenja. To znači da on ima znatno veći promet toplotne energije od kopna.

Voda je slabiji provodnik toplotne energije od sastavnih delova površinskog sloja kopna, što znači da bi trebalo očekivati zbog ove osobine da se apsorbovana toplotna energija u njoj prenosi do manje dubine nego u površinskom sloju kopna; u toku dana najdublje do 40 cm, a u toku godine do 7 m. Medjutim, zahvaljujući nekim osobinama vode ona se prenosi do znatno veće dubine nego u zemljištu i može se bez preterivanja reći da u ovom procesu "mehanizam" molekularnog provodjenja toplote ima beznačajnu ulogu.

Dok su čestice čvrstog skeleta površinskog sloja kopna neprozračne i nepokretne, izvesna prozračnost do neke dubine i pokretljivost vode omogućuje da se toplota u njene dublje slojeve prenosi i direktnim Sunčevim zračenjem, kao i njenim kretanjem u vertikalnom pravcu.

Voda u dublje slojeve uglavnom propušta Sunčeve zrake malih talasnih dužina, i to naročito u ljubičastom i ultraljubičastom delu spektra. Zrake dugotalasnog dela spektra upiju skoro u celini slojevi vode blizu same površine. Tako, na primer, već prvi sloj vode debljine od oko 10 cm apsorbuje polovinu ukupne Sunčeve zračne energije. Prema tome, najveći značaj za prenošenje toplotne energije u dublje slojeve vode ima njeno vrtloženje u vertikalnom pravcu, tj. turbulencija u njenim površinskim slojevima, zahvaljujući čemu se toplotna energija prenosi u dubinu vode 1 000 do 10 000 puta brže nego u površinskom sloju kopna. To je razlog zbog čega se dnevna i godišnja kolebanja temperature u vodi osećaju na mnogo većoj dubini nego u kopnu.

Koliko je turbulentni prenos toplote značajan pokazuje i razlika u toplotnom stanju slatke i slane vode, pod ostalim istim uslovima. Naime, ukoliko bi temperatura ovih voda različitog hemijskog sastava zavisila samo od specifične toplote, koeficijenta molekularne provodljivosti i prozračnosti za Sunčevo zračenje, razlike u njihovim temperaturama kao i u dubini termički aktivnog sloja bile bi veoma male. To se može zaključiti i iz podataka da je kod morske vode Cv = 0,95 - 0,97 $gcal/cm^3$· grad, dok ona za hemijski čistu vodu iznosu Cv = 1,0 $gcal/cm^3$· grad. Razlike su, medjutim, znatne i one su posledica turbulentnog prenosa toplote.

Površinski sloj morske vode je izložen značajnim turbulentnim kretanjima, koja su uslovljena talasanjima pod uticajem vetrova, plima i oseka kao i tzv. morskih struja o kojima se više govori u ovoj glavi (potparagraf 4.8.1). Medjutim, turbulentna kretanja, koja zahvataju znatan sloj morske vode, javljaju se kao posledica zagrevanja i hladjenja njenog površinskog sloja.

Ova turbulentna kretanja prema tome predstavljaju termički uslovljenu konvekciju morske vode. Naime, površina mora i okeana se u periodu apsorpcije Sunčeve zračne energije zagreva i zbog toga istovremeno i intenzivnije isparava. Pošto se u morskoj vodi nalazi znatan procenat raznih pridodataka (49 hemijskih elemenata i jedinjenja), to se usled isparavanja povećava njihova koncentracija u površinskom sloju i to naročito NaCl (kuhinjske soli) kojeg ima najviše (oko 78% od svih pridodataka). Zbog toga sloj morske vode u blizini površine iako sve topliji postaje sve gušći. Budući da zbog toga postaje i teži on tone, noseći sa sobom apsorbovanu toplotnu energiju sve do dubine na kojoj je gustina vode ista, ali temperatura niža. Na njegovo mesto uzdiže se neposredno dublji hladniji sloj, koji je zbog manje gustine specifično lakši. On se takodje zagreva i proces prenosa toplotne energije u dublje slojeve se nastavlja sve dok postoji njegov uzrok, tj. insolaciono zagrevanje. Što je zagrevanje jače i duže termička turbulencija, odnosno konvekcija zahvata deblji sloj, prenoseći na taj način toplotnu energiju do sve većih dubina.

S obzirom na zanemarljivu količinu pridodataka u odnosu na slanu vodu, površinski sloj slatke vode sa povećanjem intenziteta insolacije i porasta temperature postaje lakši i sve stabilniji. Prema tome u njemu se toplotna energija prenosi molekularnim provodjenjem, zračenjem i slabom turbulencijom, koja je izazvana vetrovima i kretanjem vode ako se radi o rekama. Zbog toga je termički aktivan sloj u slatkim vodama znatno tanji nego u morima i okeanima.

U jezerima dnevni aktivni sloj u proseku iznosi 10 - 12 m, a u morima 15-25 m. Godišnja kolebanja temperature se u vodi osećaju do dubine od 60 - 70 m, pa i 200 - 400 m.

U periodu negativnog bilansa toplote nema razlike u načinu hladjenja aktivnog sloja slatke i slane vode. I u ovom procesu molekularno provodjenje toplotne energije igra bezna-

čajnu ulogu. Glavni prenos toplotne energije iz dubljih toplijih slojeva prema površini i u slatkoj i u slanoj vodi, vrši se konvekcijom.

U tom periodu dana površinski sloj vode, koji se najviše rashladi odajući raspoloživu toplotnu energiju svojim dugotalasnim zračenjem, postaje gušći i teži. On zbog toga tone sve dok ne naidje na sloj iste gustine i iste temperature. Na njegovo mesto se uzdiže sledeći lakši i topliji sloj i takav proces se održava sve dok je bilans zračenja i toplote negativan.

Konvektivna strujanja, koja su uslovljena hladjenjem vode, održavaju se u slatkim vodama viših geografskih širina sve dok njihova temperatura ne opadne do 4^{o}C. Kada se temperatura spusti do ove vrednosti, i voda zbog toga dostigne najveću gustinu, konvektivna strujanja prestaju. Tada počinje intenzivno hladjenje površinskog sloja koje, ukoliko se dostigne temperatura od 0^{o}C, dovodi do mržnjenja i obrazovanja leda.

Zbog prisustva soli uslovi hladjenja morske vode u blizini tačke mržnjenja su drugačiji nego kod slatke vode, a menjaju se i sa promenom saliniteta[*)]. Naime, u zavisnosti od saliniteta menja se temperatura na kojoj morska voda dostiže najveću gustinu, a takodje i temperatura njenog mržnjenja. One su tim niže što je salinitet veći. Tako na primer, kod saliniteta od 10‰ temperatura na kojoj je morska voda najgušća je 1,9^{o}C, a temperatura mržnjenja je -0,5^{o}C. Kod saliniteta od 20‰ to je slučaj na temperaturi od -0,3^{o}C, odnosno -1,1^{o}C. Ako je salinitet 25‰ onda na istoj temperaturi od -1,3^{o}C morska voda dostiže najveću gustinu i mrzne se. Iznad ove vrednosti saliniteta najveću gustinu morska voda dostiže na temperaturama koje su niže od njene temperature mržnjenja. Na primer, ako je salinitet 35‰ najveća gustina nastaje na -3,5^{o}C, a mržnjenje na -1,9^{o}C.

Najveći salinitet morske vode javlja se u tropskom pojasu, gde dostiže i do 38‰ . Najmanji je u polarnim geografskim širinama, gde se kreće izmedju 30 i 35‰ . Uzimajući ovo u obzir, kao i gornje vrednosti temperatura, dolazi se do zaključka da izuzev polarnih delova okeana i severnih mora, s obzirom na moguće vrednosti najnižih temperatura, morska voda nigde ne dostiže svoju najveću gustinu, što znači da u njoj nikad ne prestaje proces konvekcije koji je uslovljen hladjenjem.

4.5.5. Dnevni i godišnji hod temperature površinskog sloja vode

Dnevni i godišnji hodovi temperature površinskih slojeva vode razlikuju se po vremenu nastajanja ekstremnih vrednosti i po veličini amplitude od odgovarajućih hodova površinskih slojeva kopna.

---

*) Pod salinitetom, odnosnom slanošću, podrazumeva se količina soli u gramima, koja je rastvorena u 1000 gr vode i ona se izražava u ‰ (promilima).

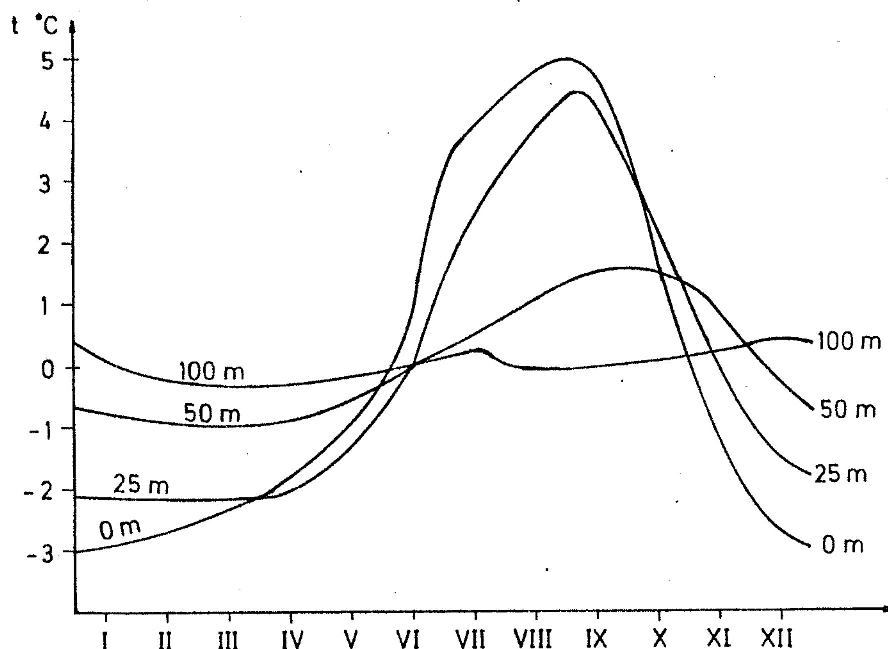
Dnevni maksimum temperature na samoj površini nastaje oko 15-16 časova po lokalnom vremenu, a dnevni minimum 2-3 časa posle Sunčevog izlaska. Amplituda dnevnog hoda temperature na površini mora i okeana u tropskom pojasu iznosi oko 0,5° - 1,0°C, a u umerenim širinama nije veća od 0,1 - 0,2°C. Na površini kopnenih voda dnevne amplitude temperature su znatno više. U umerenim širinama su veće od 5°C, ali ovu vrednost retko prelaze kod većih i dubljih jezera i reka.

Normalno, dnevna amplituda temperature u aktivnom sloju vode se smanjuje sa dubinom, a nastajanje ekstremnih vrednosti sve više kasni.

Površinski slojevi vode, kao i kopna, u periodu godine kada je bilans zračenja pozitivan, magaziniraju jedan deo primljene toplotne energije. Odajući ovu veoma veliku količinu toplotne energije u drugom delu godine, osetno smanjuju negativan bilans svoje površine i nižih slojeva atmosfere.

Godišnji ekstremi temperature površine vode, kao i dnevni, znatno više zakašnjavaju iza vremena najviših i najnižih Sunčevih položaja iznad horizonta nego što je to slučaj na površini kopna. U višim geografskim širinama severne polulopte najhladniji je period februar-mart, a najtopliji avgust, pa čak i septembar. Zakašnjenje u nastajanju maksimuma i minimuma temperature sa povećanjem dubine iznosi oko 1 mesec na 60 metara.

Sve navedene promene u karakteristikama godišnjeg hoda temperature sa povećanjem dubine vode veoma su uočljive na slici 24.



Slika 24. - Godišnji hod temperature na različitim dubinama mora u umerenom pojasu, prema K. J. Kondratjevu

Godišnje amplitude temperature na površini okeana u tropskom pojasu iznose 2^o-3^oC, a u umerenim geografskim širinama 5 - 8^oC. U unutrašnjim morima i kopnenim vodama one su osetno veće, ali svakako ne i od onih na površini kopna u odgovarajućim geografskim širinama. Tako, na primer, godišnja amplituda temperature površine Baltičkog mora je oko 17^oC, Crnog Mora 20 - 24^oC, a Jadranskog mora nešto viša od 10^oC. Na jezerima je u proseku 15^o - 20^oC. Svakako se sve ove vrednosti smanjuju sa povećanjem dubine termički aktivnog sloja, i to bliže površini brže a u dubini sporije, što se takodje može zapaziti na slici 24.

4.5.6. Promet toplotne energije u površinskim slojevima kopna i vode

Iz svega napred izloženog o zagrevanju i hladjenju kopna i vode može se zaključiti da se zahvaljujući svojim fizičkim osobinama, pod ostalim istim uslovima, površinski sloj kopna osetno brže i jače zagreva i hladi od površinskog sloja vode. Medjutim, za toplotni bilans atmosfere mnogo su značajnije razlike u pogledu prometa toplotne energije koje postoje izmedju ovih fizički različitih sredina. Zahvaljujući većem toplotnom kapacitetu, a još više prenosu toplotne energije do većih dubina turbulentnim i konvektivnim strujanjima, aktivni sloj vode magazinira u godišnjem periodu pozitivnog bilansa zračenja znatno veću količinu toplotne energije od aktivnog sloja kopna.

Od ukupne toplotne energije koju apsorbuje kopno prosečno se 43% (35 - 50%) neposredno predaje višeležećem vazduhu za njegovo zagrevanje, a 57% se prenosi u dublje slojeve. Zahvaljući prvenstveno turbulenciji i konvekciji u vodi se skoro sva apsorbovana toplotna energija prenose u dublje slojeve, ili tačno 99,6%. Prema tome ona neposredno predaje vazduhu za zagrevanje svega 0,4% te energije. Zbog svega toga godišnji promet toplotne energije u aktivnom sloju vode je 20 - 30 puta veći od onog u aktivnom sloju kopna. Tako na primer godišnji toplotni promet Ženevskog jezera iznosi 35 000 $gcal/cm^2$ a Baltičkog mora 50 000 $gcal/cm^2$, dok je toplotni promet kopna umerenih širina u proseku svega 2 500 $gcal/cm^2$.

Pošto okeani i mora čine preko 2/3 Zemljine površine može se shvatiti od kolikog je kolosalnog značaja za toplotno stanje cele atmosfere i za sva vremenska zbivanja u njoj, rezerva toplotne energije u njihovim površinskim slojevima. To istovremeno znači da okeani i mora imaju mnogo veći uticaj na toplotno stanje vazduha iznad kopna nego obratno.

Iako je iz svih prethodnih izlaganja to potpuno jasno, ipak nije suvišno posebno naglasiti da je površina vode danju i leti hladnija, a noću i zimi toplija od površine kopna, pri ostalim istim uslovima. To znači da su i dnevna i godišnja kolebanja temperature znatno manja na vodenim površinama. Ovo su sve veoma značajne toplotne karakteristike Zemljine površine,

od kojih skoro isključivo zavisi toplotno stanje i režim temperature nižih slojeva atmosfere, o čemu će se govoriti u sledećim paragrafima.

4.6. ZAGREVANJE I HLADJENJE VAZDUHA

Napred je već napomenuto da se vazduh neznatno zagreva direktnim Sunčevim zračenjem i neznatno hladi odavanjem raspoložive toplotne energije direktno u kosmički prostor. To se naročito odnosi na troposferski vazduh koji se apsorpcijom Sunčevog zračenja u toku jednog dana može maksimalno zagrejati za $0,5^{o}C$. Prema tome značajna kolebanja temperature troposferskog vazduha, i to naročito onog u blizini Zemljine površine, uslovljena su njenim termičkim uticajem.

Da je Zemljina površina za vazduh izvor toplote i hladnoće može se zaključiti prvenstveno iz podataka o promeni njegovih dnevnih i godišnjih amplituda temperature sa visinom. Naime - ukoliko se vazduh zaista zagreva i hladi posredstvom podloge, vrednosti dnevnih i godišnjih amplituda temperature se moraju smanjivati udaljenjem od nje. To znači da sloj vazduha koji se nalazi neposredno iznad Zemljine površine najviše sleduje promene njenog toplotnog stanja, a najizrazitije onaj iznad kopna. Vrednosti temperature ovog prizemnog vazduha i veličina njenih kolebanja su veoma bliske onim koje ima sama površina od koje se on zagreva i hladi. Sa povećanjem visine termički uticaj Zemljine površine se veoma brzo smanjuje a u srazmeri sa time i kolebanja temperature vazduha, što je potvrdjeno merenjima. Tako na primer na relativnoj visini od oko 300 m dnevna amplituda temperature vazduha je upola manja od one neposredno iznad Zemljine površine. Na visini od oko 1 km ona iznosi $1,0^{o} - 1,5^{o}C$, a na visini od 2 - 5 km svega $0,5^{o} - 1,0^{o}C$. To je čak i do 10 - 15, pa i više puta manja vrednost dnevne amplitude temperature od one koju ima vazduh u mikrosferi. Medjutim, ove vrednosti su karakteristika slobodne atmosfere dok, zbog neposrednog uticaja podloge, na istim visinama vazduh iznad planinskih padina ima nešto veće dnevne amplitude temperature. Tako su one u sloju 2 - 5 km iznad planinskih padina za $2,5 - 3,0^{o}C$ više nego u istom sloju slobodne atmosfere.

Vrednost dnevne amplitude temperature vazduha u sloju oko tropopauze, tj. u visokoj troposferi i nižoj stratosferi, opet se nešto poveća i iznosi $1^{o} - 2^{o}C$. Medjutim, na tim visinama i iznad njih Zemljina površina nema više uticaja na toplotno stanje vazduha, već se radi o posledicama nešto pojačane apsorpcije Sunčevog zračenja od strane ozona i izračivanja toplotne energije iz tih slojeva atmosfere.

4.6.1. Način zagrevanja i hladjenja vazduha

Posredstvom podloge vazduh se zagreva i hladi molekularnim prenosom

toplotne energije, apsorpcijom i odavanjem dugotalasnog toplotnog zračenja, zatim oslobadjanjem i trošenjem toplotne energije u procesima kruženja vode u atmosferi, kao i njenim prenosom u vertikalnim strujanjima vazduha koja su uslovljena turbulencijom i konvekcijom. Prema tome niži sloj atmosfere, ili bolje reći troposfere, zagreva se i hladi u procesima radijacione i neradijacione razmene toplotne energije sa površinskim slojevima kopna i vode. Medjutim, svi ovi procesi nemaju isti značaj.

Pošto je vazduh veoma slab provodnik toplote, molekularna provodljivost ima zanemarujuću ulogu u njegovom zagrevanju i hladjenju. U najpovoljnijim uslovima ovim procesom prenosa toplote može biti zahvaćen prizemni sloj vazduha debljine 2-3 m.

Vazduh se znatno više zagreva i hladi apsorbujući dugotalasno toplotno zračenje Zemljine površine, odnosno odajući takodje infracrvenim zračenjem raspoloživu toplotnu energiju.

Najveći deo terestrijskog zračenja apsorbuju niži slojevi troposferskog vazduha. U periodu pozitivnog bilansa zračenja, kada se i sami zagrevaju, oni predaju višak toplotne energije višeležećim slojevima svojim dugotalasnim zračenjem.

U periodu negativnog bilansa zračenja, kada se podloga rashladi, prenos toplotne energije dugotalasnim zračenjem usmeren je od višeležećih toplijih slojeva vazduha prema njoj. Na taj način se vazduh u tom periodu veoma intenzivno hladi.

Kod razmatranja opšteg bilansa toplote površinskih slojeva Zemlje (potparagraf 4.5.1) rečeno je da vazduh postaje topliji ako u njemu dodje do oslobadjanja latentne toplote u toku procesa kondenzacije i sublimacije. U stvari osnovnu ulogu u ovom prenosu toplotne energije iz površinskog sloja vode i kopna u vazduh ima isparavanje. Utrošena toplotna energija na ovaj proces dospeva sa vodenom parom u vazduh i u odredjenim uslovima, o kojima će se govoriti u Glavi 7, ponovo postaje aktivna.

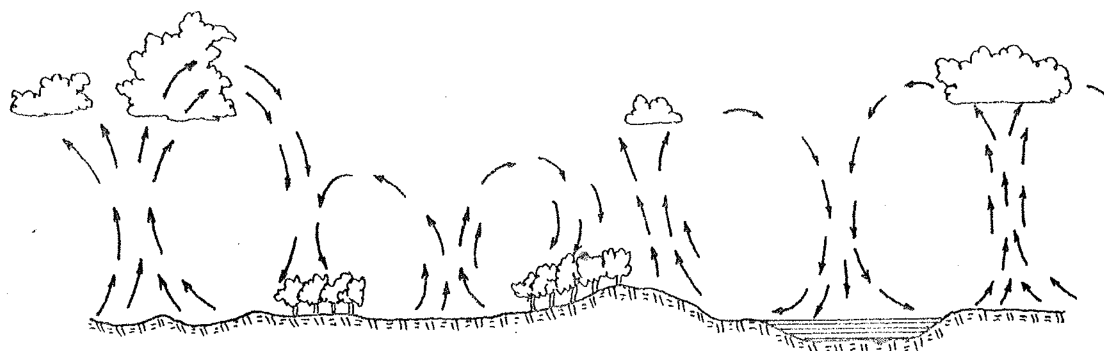
U odnosu na sve napred navedene načine razmene toplotne energije izmedju podloge i vazduha najveću ulogu u hladjenju, a naročito zagrevanju u višim slojevima troposferskog vazduha ima turbulencija i konvekcija.

Sloj vazduha, koji se neposredno nalazi iznad Zemljine površine, neujednačeno će se zagrevati pošto se nalazi iznad njenih fizički različitih delova. Zagrejaniji vazduh, kao redji i prema tome specifično lakši, uzdiže se odnoseći sa sobom primljenu toplotnu energiju na

napred navedene načine. Na njegovo mesto se spušta susedni, manje zagrejani i prema tome gušći i specifično teži vazduh. Takvo vertikalno kretanje izdvojenih delova prizemnog sloja vazduha (slika 25), koje se naziva toplotna ili termička konvekcija, traje sve dok postoje uslovi da podloga zagreva vazduh.

Kolika će masa vazduha učestvovati u ovom konvektivnom prenosu toplote energije u vertikalnom pravcu, tj. koliki će sloj troposfere biti zahvaćen ovim termičkim uslovljenim vertikalnim strujanjima, zavisi od veličine pozitivnog bilansa zračenja i toplote podloge iznad koje se nalazi.

Prema tome konvekcija će biti jača i zahvatiće deblji sloj vazduha ukoliko je geografska širina manja, zatim leti, u najtoplijim časovima dana, kao i iznad kopna, i to onih njegovih delova koji imaju manji albedo i druge fizičke osobine koje pogoduju njegovom jakom zagrevanju. Ona zavisi i od nekih fizičkih stanja troposfere o kojima će se govoriti u paragrafu 4.11.



Slika 25.- Shema konvektivnih strujanja vazduha

Termička konvekcija očigledno smanjuje razlike u temperaturi izmedju viših i nižih slojeva troposferskog vazduha. Medjutim ovome značajan doprinos daju i vrtložna strujanja prizemnog sloja vazduha, koja se javljaju kao posledica trenja sa podlogom u toku njegovog horizontalnog kretanja. Ovim turbulentnim strujanjima, o kojima će se govoriti u Glavi 6, takodje se razmenjuje niže i više ležeći vazduh, pri čemu se prenosi i odgovarajuća količina toplotne energije.

Ovaj način prenosa toplote nije značajan samo za zagrevanje, već takodje i za hladjenje vazduha, jer nije ograničen samo na period insolacije kao termička konvekcija. U periodu negativnog bilansa zračenja i toplote turbulentnim kretanjima se prenosi niži hladniji vazduh na visinu, a viši topliji dovodi u blizinu podloge kojoj predaje toplotnu energiju i na taj način se sam brže hladi. Zahvaljujući tome proces hladjenja vazduha zahvata deblji sloj.

Koliko su konvekcija i turbulencija značajne za zagrevanje i hladjenje troposferskog vazduha najbolje govori podatak da je tim atmosferskim procesima prenos toplotne energije u vertikalnom pravcu 125 puta veći od onog putem zračenja Zemljine površine, a 500 000 puta veći od prenosa molekularnim provodjenjem.

U vezi sa načinom zagrevanja i hladjenja, i sa svojim fizičkim osobinama, vazduh je danju i leti topliji a noću i zimi hladniji od kopnene površine iznad koje se nalazi.

Način zagrevanja i hladjenja vazduha iznad vodenih površina, naročito ako su one slatkovodne, praktično je isti kao iznad kopna. Izvesne razlike se javljaju iznad mora i okeana, gde je vazduh bogat mikroskopskim česticama soli. Ovi atmosferski pridodaci, kao što je već poznato vrše neselektivnu apsorpciju Sunčevog i Zemljinog zračenja, a i sami odaju raspoloživu toplotnu energiju svojim dugotalasnim zračenjem. Prema tome, te čestice imaju sposobnost da u periodu insolacije zagrevaju okolni vazduh predajući mu provodjenjem i zračenjem apsorbovanu toplotnu energiju. U toku noći te iste čestice se izračivanjem više rashlade od vazduha u kome se nalaze, pa zbog toga i njega hlade oduzimajući mu toplotnu energiju na isti način kao što su mu je u toku dana davale. Ovome doprinosi i povećana količina vodene pare u vazduhu iznad vodenih površina koja, kao što je poznato, ima veliku moć apsorpcije Sunčevog i Zemljinog zračenja.

Zbog ovakvog dodatnog načina zagrevanja i hladjenja vazduh je iznad slanih vodenih površina danju topliji, a noću hladniji od njih, što je suprotno odnosu koji vlada iznad kopna. Ukoliko bi se uzela u obzir samo ova činjenica, moglo bi se doći do zaključka da se vazduh iznad mora i okeana zagreva i hladi dosta nezavisno od podloge, tj. da se nalazi pod njenim malim termičkim uticajem. Medjutim, takav zaključak bi bio pogrešan, jer vazduh tesno sleduje promene toplotnog stanja vodene površine, što će se videti u sledećem podparagrafu.

4.6.2. Dnevni i godišnji hod temperature vazduha

Temperatura vazduha iznad kopna, zbog posredstva podloge u zagrevanju, počinje da raste oko 15 minuta posle početka porasta temperature površine zemljišta. Maksimalnu dnevnu vrednost na gornjoj granici mikrosfere (2 m visine) dostiže oko 2-3 časa posle kulminacije Sunca, odnosno 1-2 časa posle maksimuma na površini zemljišta. Vreme nastajanja dnevnog maksimuma temperature vazduha veoma mnogo zavisi od intenziteta zagrevanja, tj. intenziteta konvekcije. Ukoliko je ona jača i time prenos zagrevanog vazduha u više slojeva veći, maksimum temperature će nastati kasnije. Zbog toga se on leti javlja oko 15-16 časova, a zimi oko 13-14 časova po lokalnom vremenu. U popodnevnim časovima, kada već radijacija uveliko nadjačava

insolaciju, temperatura vazduha veoma brzo opada sve do zalaska Sunca, sledeći brzi pad temperature površine zemljišta. U periodu zalaska Sunca ona je viša nego pri njegovom izlasku, što je sasvim razumljivo pošto se pad temperature, koji je osetno usporen, nastavlja cele noći, tako da je najniža dnevna temperatura upravo oko samog izlaska Sunca. Obično je to posle početka insolacije, osim u slučajevima kada se pre Sunčevog izlaska od oblaka reflektuju Sunčevi zraci prema Zemljinoj površini. Tada se ranije zagreva Zemljina površina i vazduh iznad nje.

Veličina dnevne amplitude temperature vazduha iznad kopna zavisi od istih činilaca od kojih zavisi i dnevna amplituda temperature površine zemljišta. To su geografska širina, prozračnost atmosfere, godišnje doba i fizičke osobine zemljišta. Takodje ona zavisi od snežnog i biljnog pokrivača i još nekih činilaca kao što su orografija i okeanske struje, o čijim će uticajima posebno biti reči (potparagraf 4.8.1). Kao što je u uvodnom delu ovog paragrafa istaknuto ona zavisi i od nadmorske visine.

Uzimajući u obzir samo uticaj geografske širine (tj. maksimalne dnevne visine Sunca iznad horizonta) na vrednost maksimalne temperature, dnevna amplituda temperature vazduha bi trebalo da bude najveća na ekvatoru. Medjutim, tako je samo iznad okeanskih oblasti, dok je iznad kopna ona najveća u pojasu oko povratnika. Tome je uzrok skoro permanentno vedro vreme i peščano-kamenita podloga u tim suptropskim oblastima. Takvi uslovi nesumnjivo izuzetno pogoduju veoma jakom dnevnom zagrevanju i noćnom hladjenju vazduha, što nije slučaj u ekvatorijalnom pojasu koji je oblačniji i bogat vegetacijom.

U suptropskim stepskim i pustinjskim oblastima dnevna amplituda temperature vazduha je u proseku 20^{o} - $22^{o}C$, a dostiže, pa čak prelazi, i $30^{o}C$. Sa većom geografskom širinom ona se smanjuje. Na 40 - 50^{o} g.š. iznosi oko $10^{o}C$, na 60^{o} g.š. oko $6^{o}C$, a na 70^{o} g.š. najviše do $3^{o}C$. U polarnim predelima, gde Sunce ne zalazi ili ne izlazi u velikom broju uzastopnih dana, dnevna amplituda je manja od $2^{o}C$, pa čak i od $1^{o}C$, tj. pravog dnevnog hoda temperature vazduha praktično nema.

Dnevna amplituda temperature vazduha na istoj geografskoj širini se razlikuje pod uticajem napred navedenih činilaca. Veća je leti nego zimi, kao i pri vedrom nego pri oblačnom vremenu, itd. Medjutim, najveće razlike, i to ne samo u veličini dnevne amplitude već i u vremenu nastajanja ekstremnih dnevnih temperatura, javljaju se izmedju vazduha koji se nalazi iznad kopnenih i vodenih površina.

Porast temperature vazduha iznad vodenih površina u jutarnjim časovima je nešto usporeniji nego iznad kopna zbog već opisane osobine vode da mu predaje veoma malu količinu

toplotne energije. Maksimalna temperatura vazduha iznad nje nastaje 2-3 časa, a minimalna najmanje 2 časa ranije nego u vazduhu iznad kopna.

Dnevne amplitude temperature vazduha iznad okeana su na svim geografskim širinama osetno manje nego iznad kopna i ne prelaze u proseku 2^{o}-3^{o}C. Na jezerima su znatno više, a ako su ona mala i plitka, ili se radi o močvarama, nema velike razlike u odnosu na vazduh iznad okolnog zemljišta.

Sve ove karakteristike dnevnog hoda temperature vazduha iznad vodene površine predstavljaju ubedljiv dokaz da ona veoma mnogo termički utiče na njega i da on, iako nešto termički nezavisniji od podloge nego vazduh iznad kopna, tesno sleduje promene njenog toplotnog stanja. To pored male amplitude govori i podatak da je razlika izmedju temperature površine vode i višeležećeg vadzuha veoma mala i retko prelazi 1^{o}C.

Godišnji hod temperature vazduha u prvom redu je uslovljen revolucijom Zemlje i nagibom njene ose prema ekliptici, a zatim nehomogenošću Zemljine površine i nadmorskom visinom. U odnosu na ove svi ostali uticaji su sekundarnog značaja.

Zahvaljujući prvom uticaju, tj. prividnom kretanju Sunca, koje se u toku godine po jedanput nalazi u zenitu iznad severnog i južnog povratnika (letnji i zimski solsticijum), a dva puta iznad ekvatora (jesenja i proletnja ravnodnevnica), razlikuju se četiri osnovna tipa godišnjeg hoda temperature vazduha, i to:

1. Ekvatorijalni tip koji ima dva maksimuma iza ravnodnevnica, i dva minimuma koji nastaju nešto posle solsticijuma. Tako na primer u Džakarti na ostrvu Javi (6^{o} j.g.š.) maksimum temperature vazduha nastaje u maju i oktobru, a minimum u janurau i julu (Tabela 17). Ovaj tip godišnjeg hoda odlikuje se i veoma malom amplitudom temperature vazduha, što je posledica male razlike u maksimalnom i minimalnom godišnjem položaju Sunca iznad horizonta, tj. male promene u intenzitetu Sunčevog zračenja. Ona u unutrašnjosti kontinenata iznosi uglavnom 2^{o} - 5^{o}C. Na obalama mora i okeana je oko 1^{o}C, a na pučini je još manja, čak oko $0,3^{o}$C.

Tabela 17. Godišnji hod temperature vazduha u Džakarti (o. Java-Indonezija)

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	God.	Amp.
26,2	26,3	27,1	27,2	27,3	27,0	26,7	27,0	27,4	27,4	26,9	26,6	26,9	1,2

2. Tropski tip, zbog približavanja vremena nastajanja zenitalnih stanja Sunca sa povećanjem geografske širine prema povratnicama, ima samo jedan maksimum i minimum temperature vazduha. Ovaj poslednji se javlja iza solsticijuma suprotne hemisfere. U ovom tipu godišnjeg hoda temperature veličina godišnje amplitude raste sa povećanjem geografske širine i kreće se na obalama okeana oko 5-10°C, a u unutrašnjosti kopna, i to naročito u suptropskim pustinjama, od 10° - 20°C. Odstupanja od ovog godišnjeg hoda javljaju se samo u oblastima gde duvaju tropski monsumi. Zbog njihovog uticaja, o čemu će se govoriti u Glavi 6 (paragraf 6.11), javljaju se dva maksimuma i dva minimuma temperature vazduha. Prema podacima za Bombaj (Indija), koji su dati u Tabeli 18, proizlazi da je u oblastima duvanja tropskih monsuna na severnoj polulopti najtopliji maj. Usled pojave letnjeg prohladnog monsuna sa Indijskog okeana, koji uslovljava oblačno vreme i padavine, u junu počinje pad temperature vazduha i minimum nastaje u avgustu. Po prestanku ovog vetra raste temperatura vazduha i sekundarni maksimum se javlja u oktobru. Ponovni pad temperature vazduha uslovljen je pojavom prohladnog zimskog monsuna sa kopna. Ovaj monsun uslovljava u januaru najnižu srednju mesečnu temperaturu vazduha u toj oblasti. Sa prestankom njegovog duvanja, temperatura vazduha ponovo raste prema glavnom maksimumu u maju.

Tabela 18. Godišnji hod temperature vazduha u Bombaju (Indija)

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	God.	Ampl.
24,3	24,9	26,9	28,7	29,9	29,1	27,5	27,1	27,4	28,3	27,5	25,9	27,3	5,6

3. Tip umerenih širina ima jedan maksimum i jedan minimum temperature vazduha. Oni se javljaju iza letnjeg, odnosno zimskog solsticijuma, i to na severnoj polulopti iznad kopna u julu i januaru, a iznad okeana u avgustu i februaru. Na južnoj polulopti vreme nastajanja maksimuma i minimuma temperature vazduha je, razumljivo, u suprotnim periodima godine.

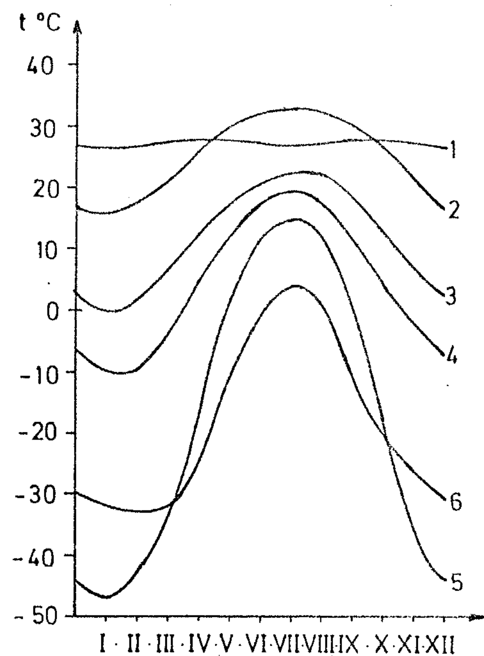
Godišnja amplituda, zbog sve veće razlike izmedju maksimalnog i minimalnog položaja Sunca iznad horizonta u toku godine, u ovom pojasu je veoma velika i osetno raste sa povećanjem geografske širine. Iznad okeana se kreće uglavnom od 10°C do 15°C, a iznad kopna od 20°C do 40°C, pa čak i 50° - 60°C.

Za ovaj geografski i istovremeno toplotni pojas karakteristična je izrazita termička razlika izmedju četiri godišnja doba. U graničnoj zoni sa tropskim i polarnim pojasom to inače nije slučaj. U prvoj, tj. suptropskoj zoni prelaz od zime ka letu i obratno je spor i zbog toga skoro termički neprimetan. Druga granična zona, tzv. subpolarna, odlikuje se veoma brzim

termičkim prelazom izmedju ovih ekstremnih godišnjih doba. To znači da u ovim graničnim zonama nema pravog proleća i jeseni, kao u središnjem, u stvari većem delu umerenog pojasa. U njemu je proleće iznad kopna toplije od jeseni, a iznad mora je obrnuto. Ove razlike su uslovljene osobinom kopnenih površina da se za razliku od vode veoma brzo i jako u proleće zagrevaju, ali takodje i u jesen brzo i jako hlade.

4. Polarni tip je veoma sličan tipu umerenih širina po vrednosti godišnjih amplituda temperature vazduha. One su na obalama polarnih mora 20°-40°C, a u unutrašnjosti kopna, naročito u blizini polarnog kruga, dostižu čak 60°-65°C. Zbog dugih zima i kratkog leta, kao i zbog stalnog rashladjujućeg uticaja snežnog i ledenog pokrivača, u unutrašnjosti Grenlanda i na Antarktiku one su manje i kreću se izmedju 30° i 40°C. U vremenu nastajanja najviših i najnižih temperatura vazduha dolazi do zakašnjenja u odnosu na umereni pojas. Minimum nastaje neposredno po Sunčevom izlasku posle duge polarne noći - na severnoj polulopti u periodu februar-mart, a na južnoj polulopti u periodu avgust-septembar. Maksimalna temperatura se javlja u julu-avgustu, odnosno decembru-januaru.

Napred opisane razlike u godišnjem hodu temperature vazduha zavisno od geog- ke širine pregledno su prikazane na slici 26. Razlike u veličini godišnje amplitude, koje na- staju usled različitog uticaja kopna i mora mogu se veoma jasno uočiti u Tabeli 19 i Tabeli 20.



(1) DAKARTA (Indonezija - 06° 11' S)
(2) WADI HALFA (Sudan - 21° 50' N)
(3) BEOGRAD (Jugoslavija - 44° 48' N)
(4) MOSKVA (SSSR - 55° 45' N)
(5) OMJAKON (SSSR - 63° 16' N)
(6) ALERT (Kanada - 82° 30' N)

Slika 26.- Promena godišnjeg hoda temperature vazduha sa geografskom širinom

U Tabeli 19 su prikazane srednje mesečne temperature vazduha, tj. godišnji hodovi ovog meteorološkog elementa za mesta na približno istim geografskim širinama (48°-52° s.g.š.) umerenog pojasa u Evropi koja se nalaze ili pod preovladjujućim uticajem mora (M) ili pod preovladjujućim uticajem kopna (K). Iz ovih podataka ne zapaža se samo velika razlika u godišnjoj amplitudi, već i zakašnjavanje u pojavi maksimuma i minimuma na stanicama pod okeanskim uticajem. Razlike u godišnjim hodovima temperature vazduha, koje se povećavaju sa udaljenjem od obale prema pučini i prema unutrašnjosti kopna, zapažaju se i u Tabeli 20. U njoj su prikazane

Tabela 19. Srednja mesečna temperatura u umerenom pojasu severne polulopte (period 1931-1960.g.)

Mesec / Mesto	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	God.	Amp.	Uti-caj
Stalni atlantski meteorološki brod Juliet ($52^{o}30$'N$20^{o}00$'W)	9,0	8,9	9,3	9,9	11,2	12,7	14,3	14,8	14,1	12,5	10,7	9,5	11,4	5,9	M
Valensija Irska	7,0	6,8	8,3	9,4	11,5	13,8	15,0	15,4	14,0	11,6	9,1	7,8	10,8	8,6	M
Brest(Francuska)	6,1	5,8	7,8	9,2	11,6	14,4	15,6	16,0	14,7	12,0	9,0	7,0	10,8	10,2	M
Pariz(Francuska)	3,1	3,8	7,2	10,3	14,0	17,1	19,0	18,5	15,9	11,1	6,8	4,1	10,9	15,9	M/K
Štrasburg(Franc.)	0,4	1,5	5,6	9,8	14,0	17,2	19,0	18,3	15,1	9,5	4,9	1,3	9,7	18,6	K
Minhen(Nemačka)	-2,2	-1,0	3,3	7,9	12,5	15,9	17,7	16,9	13,7	8,2	3,1	-0,7	7,9	19,9	K
Prag (Čehosl.)	-2,6	-1,6	2,7	7,8	12,9	16,2	17,9	17,4	13,9	8,2	3,1	-0,8	7,9	20,5	K
Lavov(SSSR)	-5,3	-4,0	0,0	6,8	12,9	16,1	18,2	17,1	13,4	7,5	2,6	-1,7	7,0	23,5	K
Harkov (SSSR)	-7,1	-6,5	-1,6	7,8	15,0	18,9	21,1	19,9	14,1	7,3	0,7	-4,0	7,1	28,2	K

Tabela 20. Srednja mesečna temperatura na jadranskim ostrvima, na obali i u unutrašnjosti Jugoslavije (period 1931-1960.g.)

Mesto	Nadm. visina u m	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	God.	Ampl.	Uti-caj
H v a r	20	8,6	9,0	10,9	14,2	18,4	22,5	25,1	24,9	21,8	17,7	13,7	10,5	16,4	16,5	M
Makarska	6	8,0	8,6	10,6	14,3	18,3	22,4	25,2	24,8	21,2	16,6	13,0	9,6	16,0	17,2	M
Mostar	99	4,8	6,3	9,8	14,0	18,4	22,4	25,7	25,3	21,0	15,4	10,5	7,0	15,0	20,9	M/K
Sarajevo	630	-1,4	0,4	4,8	9,6	14,1	17,5	19,6	19,2	15,7	10,4	5,6	1,1	9,7	21,0	K
Loznica	121	-0,5	1,3	5,7	11,3	15,8	19,3	21,2	20,3	16,5	11,1	6,5	2,0	10,8	21,7	K
Zrenjanin	82	-1,6	0,2	5,3	11,7	17,0	20,4	22,6	21,8	17,8	11,6	6,0	1,4	11,2	24,2	K

srednje mesečne temperature vazduha na našim ostrvima, obalnim i kontinentalnim mestima na profilu jugozapad-severoistok. Očigledno je da maksimalna temperatura vazduha i kod nas najmanje zakašnjava iza letnjeg, odnosno zimskog solsticijuma u unutrašnjosti kopna, zbog njegove osobine da se brzo i jako zagreva i hladi. Zbog slabijeg i sporijeg zagrevanja i hladjenja Jadranskog mora ekstremne temperature nešto zakašnjavaju na ostrvima i javljaju se u julu - avgustu, odnosno februaru. Na samoj našoj obali, zbog njenog krečnjačkog sastava i prema tome osobine da se jako i brzo zagreva, maksimum se javlja kada i u unutrašnjosti kopna - u julu. Medjutim, to nije slučaj

na ostrvima, gde je morski uticaj i leti veći od uticaja male kopnene površine koju ona predstavljaju.

Podaci iz Tabele 19 i Tabele 20 ukazuju na još jednu značajnu osobinu režima temperature vazduha. Radi se o mnogo bržem opadanju temperature vazduha od obale prema unutrašnjosti kopna u toku zime, nego što je njen rast leti u istom pravcu. To znači da su razlike u vrednostima ovog meteorološkog elementa izmedju kopna i mora mnogo veće zimi nego leti.

Kada se govori o uticaju vodenih površina na godišnji hod temperature vazduha ne treba zaboraviti i uticaj jezera, svakako onih većih i dubljih. Tako, na primer, na sredini jezera Bajkal godišnja amplituda temperature vazduha je 30° - 31°C, na njegovoj obali 36°C, a na izvesnom udaljenju od njega 42°C. Zapaženija smanjenja godišnje amplitude temperature vazduha karakteristična su i za oblast pod uticajem naših većih jezera. Tako npr. godišnja amplituda na obali Ohridskog jezera u Strugi iznosi 20,0°C, dok je u drugim mestima u Makedoniji, na približno istoj nadmorskoj visini i geografskoj širini, osetno veća (na primer u Bitolju ona je 22,4°C). Jezera, kao i mora, samo u manjoj razmeri ublažavaju hladnoću zime i toplinu leta, što se može videti iz podataka srednjih mesečnih temperatura za Strugu i Bitolj u Tabeli 21. Iz ovih podataka proizlazi da je Struga, s obzirom da je pod uticajem jezera, u svim mesecima hladnijeg dela godine toplija od Bitolja, a u svim mesecima toplijeg dela godine hladnija od njega.

Smanjenje godišnje amplitude temperature vazduha sa povećanjem nadmorske visine uočljivo je iz srednjih mesečnih temperatura sa planinskih stanica u Sloveniji, koje su prikazane u Tabeli 22. Takva promena je karakteristična za planinske predele unutar kopna. Medjutim, na planinama u blizini morskih i okeanskih površina ona je u nižim slojevima nešto izmenjena.

Tabela 21. Srednja mesečna temperatura vazduha (period 1931-1960.g.)

Stanica	Nadm. visina u m	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	God.	Amplituda
Struga	695	1,5	2,6	6,1	10,8	15,2	19,0	21,5	20,8	17,1	12,1	7,6	3,4	11,5	20,0
Bitolj	586	-0,1	2,1	5,9	11,2	15,9	20,0	22,0	22,3	17,8	12,1	7,2	2,0	11,6	22,4

Kao što je već napomenuto, pod uticajem vodenih površina, koje ublažavaju ekstremne temperature, kolebanja temperature više ležećeg vazduha su osetno umanjena. Sa povećanjem visine ovaj ublažavajući uticaj vode slabi i zbog toga se i dnevna i godišnja amplituda temperature vazduha povećava. Istraživanjima je utvrdjeno da se ovaj jak termički uticaj podloge oseća najviše do visine od 1-2 km. Iznad ove visine ponovo dolazi do smanjenja veličine kolebanja

temperature vazduha i ona se postepeno približavaju i izjednačavaju sa vrednostima koje se na tim visinama javljaju u oblastima van direktnog maritimnog uticaja. Naime, one su već u tim slojevima troposfere, i iznad kopna i iznad mora, više uslovljene apsorpcijom i izračivanjem toplotne energije nego direktnim termičkim uticajem podloge.

Tabela 22. Srednja mesečna temperatura vazduha na planinskim stanicama u Jugoslaviji - Slovenija (period 1931-1960.g.)

Stanica	Nadm. visina u m	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	God.	Amplituda
Ljubljana	286	-2,1	-0,1	4,3	9,4	13,9	17,4	19,3	18,3	15,0	9,4	4,3	0,0	9,1	21,4
Voglje	371	-2,8	-1,1	3,2	8,4	12,9	16,6	18,4	17,6	14,0	8,8	3,7	-0,4	8,3	21,2
Golnik	500	-1,2	0,5	4,2	8,7	13,4	17,0	18,6	18,0	14,5	9,1	4,4	0,9	9,0	19,8
Jezersko	890	-3,3	-1,9	1,3	5,3	9,9	13,6	15,3	14,4	11,0	6,3	2,3	-1,5	6,1	18,6
Dom na Komni	1520	-4,3	-3,7	-1,3	2,4	6,9	10,8	13,0	12,4	9,6	4,8	0,5	-2,8	4,0	17,3
Kredarica (Triglav)	2514	-8,7	-8,6	-6,3	-3,8	0,5	4,0	6,2	6,0	3,8	-0,2	-4,0	-7,2	1,6	14,9

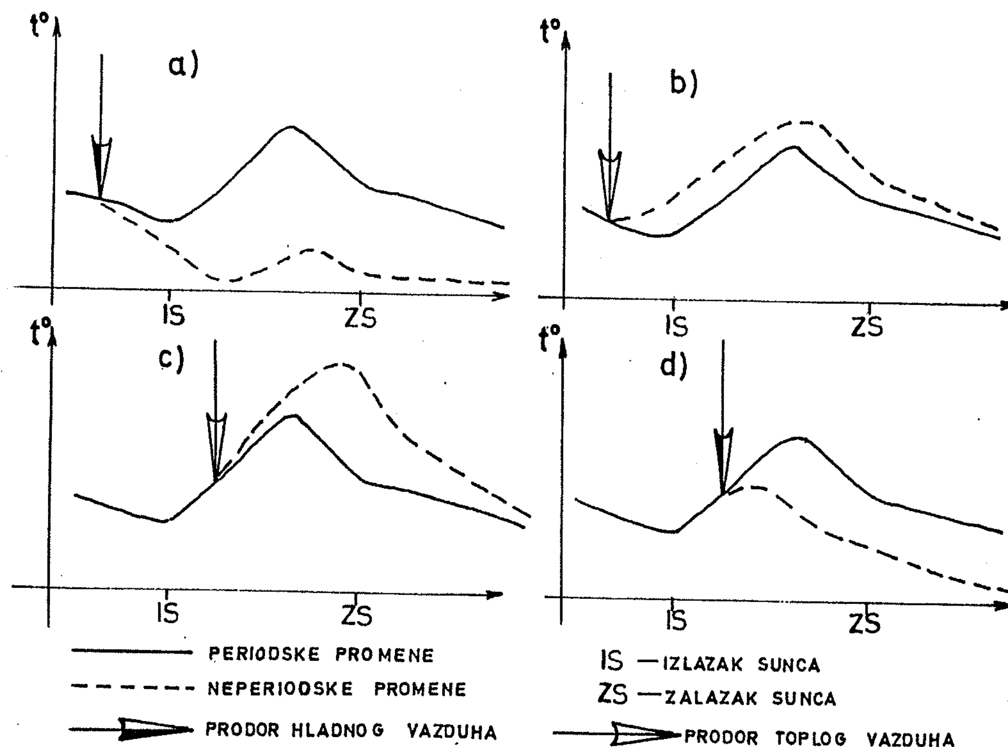
4.6.3. Poremećaji u dnevnom i godišnjem hodu temperature vazduha - neperiodske promene

Opisani dnevni i godišnji hodovi temperature vazduha, koje zbog periodičnosti u javljanju maksimalnih i minimalnih vrednosti nazivaju periodskim, jesu karakteristika vremenskih uslova koji nisu pod uticajem atmosferskih premećaja. Prema tome ti periodski hodovi su isključivo posledica neporemećenih promena bilansa zračenja i bilansa toplote. Medjutim, temperatura vazduha se iznad neke oblasti ne menja samo u zavisnosti od prividnog dnevnog i godišnjeg Sunčevog kretanja iznad horizonta. U stvari njene dnevne i godišnje promene nisu posledica samo radijacionih faktora, već su one povremeno uslovljene i advektivnim izmenama vazduha različitih termičkih karakteristika, jer u znatnom broju dana i godina hodovi temperature vazduha su manje ili više poremećeni advekcijom, tj. prodorima hladnih ili toplih vazdušnih masa. Ove tzv. neperiodske promene temperature vazduha nastaju kada se vazdušne mase velikih razmera, posle dužeg mirovanja iznad nekog dela Zemljine površine od koga su se zagrevale ili hladile, počnu da kreću. U tom tzv. advektivnom kretanju, koje je uslovljeno odredjenim poremećajima u atmosferskoj cirkulaciji, te vazdušne mase nose sa sobom termičke i druge fizičke karakteristike svog izvorišnog područja i uslovljavaju pozitivne ili negativne promene temperature vazduha u bilo koje doba dana ili godine. Ove neperiodske promene ne menjaju samo vrednosti temperature vazduha i vrednost njene amplitude, već takodje mogu znatno uticati na vreme nastajanja maksimuma i minimuma u dnevnom i godišnjem hodu.

Neperiodske promene temperature vazduha su najmanje u tropskom pojasu, gde su smene vazdušnih masa različitih termičkih karakteristika znatno redje nego u višim geografskim širinama. Prema tome u ovom pojasu, u najvećem broju dana i godina, hodovi temperature vazduha imaju izrazite periodske karakteristike.

S obzirom na veliku čestinu atmosferskih poremećaja, i prema tome česte advektivne izmene toplih i hladnih vazdušnih masa (o čemu će se posebno govoriti u Glavi 6, paragraf 6.10), neperiodska kolebanja temperature vazduha su najčešća i najveća u umerenom pojasu. Naročito velike neperiodske promene u dnevnom i godišnjem hodu temperature vazduha u tim geografskim širinama, pa prema tome i u našoj zemlji, nastaju pri prodorima veoma hladnog vazduha iz polarnih predela (arktička i antarktička vazdušna masa) ili toplog vazduha iz suptropskih širina (tropska vazdušna masa). To je naročito karakteristika dnevnog hoda ovog meteorološkog elementa, koji ima periodske karakteristike samo u stabilnim i vedrim danima, čija čestina nije velika. U većini drugih dana postoje manje ili veće neperiodske promene temperature vazduha, koje mogu iznositi 10^{o}-$20^{o}C$, pa i više, i odvijati se čak u periodu od jednog časa.

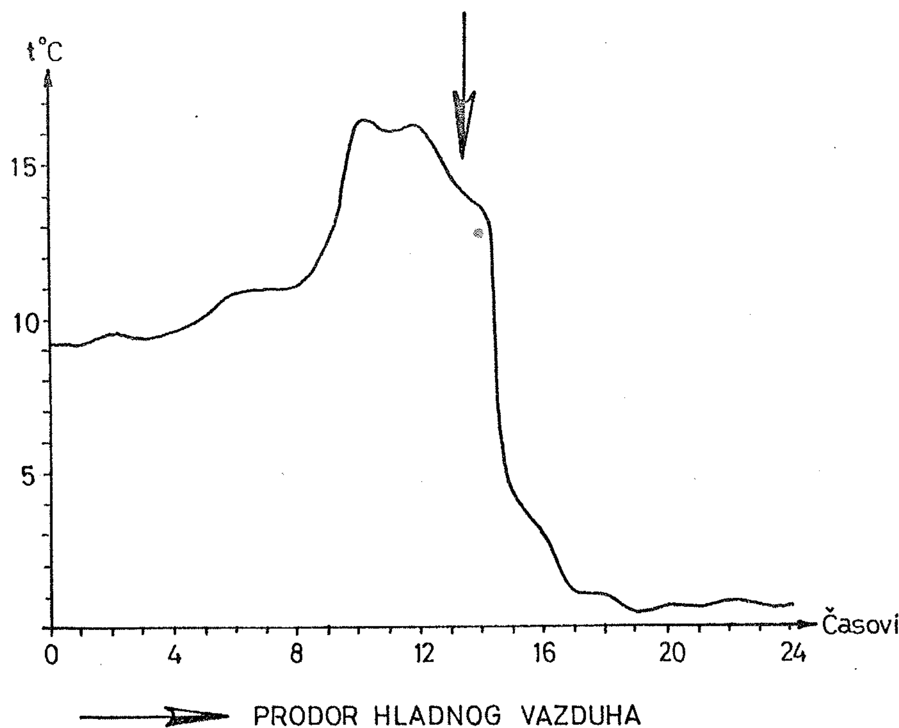
Prodori hladnih ili toplih vazdušnih masa mogu usloviti ne samo velike, već i veoma složene promene u dnevnom hodu temperature vazduha, od kojih su samo najjednostavnije prikazane shematski na slici 27. Tako, na primer, u periodu kada zbog negativnog bilansa zračenja temperatura vazduha normalno opada, prodor hladnog vazduha će usloviti još veću negativnu promenu i pomeriće nastajanje minimuma čak na časove insolacionog perioda (slika 27a).



Slika 27.- Shematski prikaz neperiodskih promena u dnevnom hodu temperature vazduha pod uticajem advekcije toplog ili hladnog vazduha

Nasuprot tome prodor toplog vazduha u tom delu dana će usporiti pad temperature vazduha ili će usloviti njen porast i zbog toga će minimalna vrednost temperature vazduha ne samo biti viša od one koja bi bila uslovljena radijacionim hladjenjem već će nastati i ranije (slika 27b). U periodu insolacionog porasta temperature advekcije toplog ili hladnog vazduha takodje uslovljavaju pomeranje vremena nastajanja njene maksimalne vrednosti i promenu njene dnevne amplitude. Do toga dolazi zbog povećanja i produženja porasta temperature vazduha (slika 27c), ili usled njenog pada u delu dana kada ona periodski raste (slika 27d).

Jedna izrazita neperiodska promena dnevnog hoda temperature vazduha, koja je na osnovu časovnih merenja u Beogradu prikazana grafički na slici 28 i numerički u Tabeli 23, zbila se 17. januara 1955. godine u većem delu naše zemlje. Tog dana, posle izuzetno (neperiodski) toplog perioda za taj deo godine, izvršio se veoma brz prodor hladnog vazduha. U Beogradu je u roku od jednog časa (izmedju 14 i 15 časova) temperatura vazduha opala za 9,4°C, a u ponoć tog dana ona je bila za 8,8°C niža nego 24 časa ranije.



Slika 28.- Dnevni hod temperature vazduha u Beogradu 17.I 1965. godine
1955.

Svakako da su ovako izuzetno velike promene temperature u veoma kratkom vremenskom periodu retke. Medjutim, značajno je napomenuti da kada se izvrše tako brzi prodori veoma hladnog ili toplog vazduha onda, pored izrazite promene temperaturnih uslova,u njima zahvaćenom području dolazi i do bitnih promena fizičkog stanja atmosfere uopšte. Naime, dolazi do

velikih neperiodskih promena i drugih meteoroloških elemenata (vazdušnog pritiska, vlažnosti vazduha, vetra, itd), što se desilo i u gore navedenom slučaju.

Tabela 23. Časovne vrednosti temperature vazduha u Beogradu 17.I 1955. godine

Čas	00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
t^oC	9,2	9,1	9,5	9,4	9,6	10,0	10,9	11,0	11,0	12,4	16,4	16,0	16,2

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
14,6	13,7	4,3	3,1	1,2	1,0	0,5	0,6	0,6	0,8	0,7	0,6

Koliko su moguća odstupanja od periodskih godišnjih hodova temperature i njenih najčešćih vrednosti, zbog neuobičajenih advekcija toplih i hladnih vazdušnih masa, pokazuju sledeći podaci o srednjim mesečnim temperaturama vazduha u Beogradu za ekstremne mesece iz perioda 1888-1962. god.

JUL

Srednja mesečna	Najviša srednja mesečna	Najniža srednja mesečna
22,1°C	26,0°C (1928.g.)	18,2°C (1913.g.)

JANUAR

Srednja mesečna	Najviša srednja mesečna	Najniža srednja mesečna
-0,3°C	7,0°C (1948.g.)	-9,4°C (1893.g.)

Sva ova ekstremna odstupanja u navedenim godinama, od približno najčešćih vrednosti temperature vazduha, bila su uslovljena prodorima izuzetno hladnih ili izuzetno toplih vazdušnih masa, ili njihovom povećanom čestinom. U više godina, zbog neperiodskih uticaja ovih vazdušnih masa poreklom iz polarnih ili suptropskih predela, u Beogradu je dolazilo i do pomeranja najtoplijeg, odnosno najhladnijeg meseca. Tako na primer u periodu 1887-1962.g. u 28 godina najhladniji mesec nije bio januar već februar. U nekim od tih godina razlike između ova dva meseca su čak bile izuzetno velike, što ukazuje na veoma veliku neperiodsku toplotu januara i izuzetnu neperiodsku hladnoću februara. Tako je u 1956.g. srednja mesečna temperatura januara bila 3,3°C, a februara -7,2°C. U istom periodu u 29 godina avgust je bio topliji od jula ali razlike nisu bile veće od 2,5°, a uglavnom su ispod 1°C. To govori da su neperiodske promene u letnjim mesecima manje intenzivne nego zimi.

Godišnje amplitude takodje mogu biti pokazatelj većih ili manjih neperiodskih promena u godišnjem hodu temperature. Za navedeni 75-godišnji period srednja godišnja amplituda u Beogradu je 22,4°. Najveća godišnja amplituda u tom periodu iznosi 31,8° (1919.g.), a najmanja 17,9° (1915.g.). Šta više napred navedeni apsolutni maksimum temperature vazduha u Beogradu od 41,8°C dostignut je u avgustu 1921.g. i u septembru 1946. g. zbog advekcije i duže vladavine izuzetno toplog tropskog vazduha iznad naše zemlje.

Do neperiodskih kolebanja temperature vazduha, naročito u njenom dnevnom hodu, dolazi takodje zbog promena u prozračnosti atmosfere pri oblačnom vremenu, a u nekim oblastima i zbog pojave lokalnih hladnih ili toplih vetrova o kojima će se govori u Glavi 6 (paragraf 6.9).

Na kraju treba napomenuti da pod uticajem niza atmosferskih poremećaja i advektivnih promena vazdušnih masa dolazi i do neperiodskih promena u dnevnim i godišnjim hodovima drugih meteoroloških elemenata, o čemu se neće posebno govoriti.

4.7. PROMENA TEMPERATURE VAZDUHA SA VISINOM I NEKA ATMOSFERSKA STANJA I PROCESI U VEZI SA NJOM

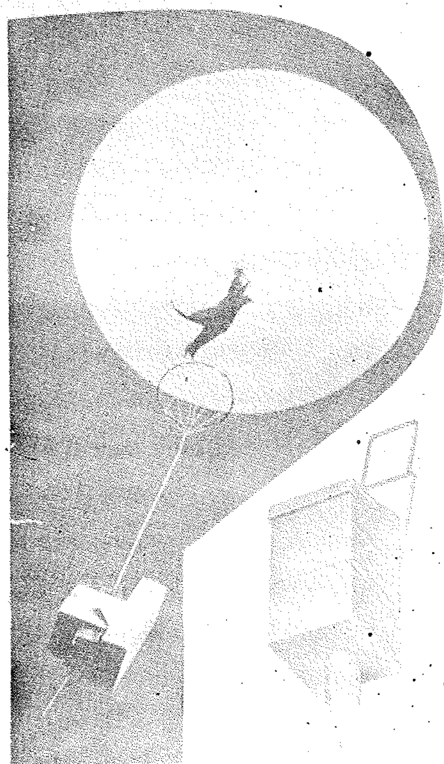
Još u Glavi 2 je konstatovano da se temperatura vazduha menja sa povećanjem visine. To je rečeno u paragrafu 2.2 kada se govorilo o strukturi atmosfere. U njemu je istaknuto da je promena ovog meteorološkog elementa u vertikalnom pravcu jedna od važnijih osobina po kojoj se izdvajaju fizički različiti atmosferski slojevi. Tada se već moglo zaključiti da ova promena u svim atmosferskim slojevima nije jednoznačna, tj. da u tome postoje značajne razlike. Na osnovu izlaganja u Glavi 3, kao i u prethodnim paragrafima ove glave, može se zaključiti da su te razlike u promeni temperature vazduha sa visinom uslovljene različitim načinom zagrevanja i hladjenja pojedinih atmosferskih slojeva. Zbog toga atmosferski slojevi u vertikalnom pravcu raspolažu različitom količinom toplotne energije, što ima vanredno velikog značaja za niz meteoroloških i drugih geofizičkih zbivanja. Prema tome, za puno razumevanje atmosferskih stanja, pojava i procesa, neophodno je poznavati i karakteristike promena temperature vazduha sa visinom o čemu će se i govoriti u ovom paragrafu. Medjutim, posebno mesto u tom razmatranju mora imati promena temperature vazduha sa visinom u troposferi, s obzirom da se u tom atmosferskom sloju odvijaju skoro svi meteorološki procesi i pojave. Na sve te atmosferske procese i pojave u znatnoj meri direktno ili indirektno utiče toplotno stanje pojedinih slojeva troposfere, uključujući tu i promenu temperature vazduha sa visinom. Takodje je, s obzirom na veliki značaj za vremenska zbivanja, neophodno posvetiti posebnu pažnju nekim specifičnostima promene temperature vazduha sa visinom i stanjima atmosfere koja su u vezi sa njom, a koja

su naročito karakteristična za troposferu. Svakako da se u odgovarajućoj meri moraju poznavati i promene temperature sa visinom u stratosferi i visokoj atmosferi, ali ne tako detaljno pošto ti slojevi imaju znatno manji meteorološki značaj i jednostavnije toplotne karakteristike nego troposfera.

4.7.1. Promena temperature vazduha sa visinom u troposferi-vertikalni gradijent temperature vazduha

Još u drugoj polovini XVIII veka u nauci je bila poznata činjenica da temperatura vazduha u najnižem sloju atmosfere opada sa visinom. U prvo vreme se do takvog zaključka dolazilo merenjima ovog meteorološkog elementa na planinskim stanicama, koje su se nalazile na različitim nadmorskim visinama. Medjutim, ovim merenjima iz razumljivih razloga nije bilo moguće utvrditi do koje visine temperatura vazduha sa visinom opada. Ipak su saznanja iz tog doba vredna pažnje, jer su neka od njih veoma bliska današnjem nivou znanja u toj oblasti meteorologije. Tako je, na primer, naučnik Dalton 1793. godine napisao da temperatura vazduha treba da opada sa povećanjem nadmorske visine za 6°C na 1 km, odnosno 0,6°C na 100 m. Pošto nije mogao da zna za raslojavanje atmosfere prema fizičkim osobinama, tj. za postojanje tropopauze i višeležeće stratosfere, Dalton je pogrešio pretpostavljajući da se pad temperature vazduha sa visinom održava sve do 20 km iznad Zemljine površine. Oko sto godina kasnije, tj. krajem XIX i početkom XX veka, visina na kojoj približno prestaje opadanje temperature utvrdjena je merenjima koja su u to vreme vršena pomoću aerostata. U tom periodu, kao što je već poznato, ovim metodom ispitivanja fizičkih osobina atmosfere, Teseren de Bor otkrio je gornju granicu troposferskog pada temperature vazduha sa visinom tj. tropopauzu. Na takav način dobijeni podaci o toplotnom stanju celog sloja troposfere kasnije su potvrdjeni i poboljšani u tačnosti brojnim letovima aerostata i stratostata koji su za razna geofizička istraživanja donje atmosfere korišćeni u različitim delovima sveta sve do II svetskog rata. U tom periodu, zahvaljujući razvoju vazduhoplovstva, bili su u upotrebi i tzv. meteorografi-instrumenti koji su instalirani na avione i koji su na posebnim trakama beležili, osim promene nekih drugih meteoroloških elemenata sa visinom, i promenu temperature vazduha. Medjutim, prava mogućnost za ispitivanje fizičkog stanja atmosfere do znatnih visina ostvarena je posle 1930. godine. Te godine je ruski naučnik Moljčanov konstruisao kombinovani instrument malih dimenzija za merenje temperature vazduha, vazdušnog pritiska i vlažnosti vazduha, koji se uzdizao pomoću balona napunjenog lakim gasom, najčešće vodonikom (slika 29). Ovaj instrument, o kome je već bilo reči u Glavi I, u toku uzdizanja preko minijaturnog radio predajnika automatski emituje vrednosti meteoroloških elemenata sa različitih visina. Zbog toga je, kao što je poznato, on i nazvan radio-sonda.

Usavršavanjem radio-sonde, koje je naročito postignuto posle II svetskog rata, omogućeno je da se direktna merenja meteoroloških elemenata na visini prošire sa troposfere i



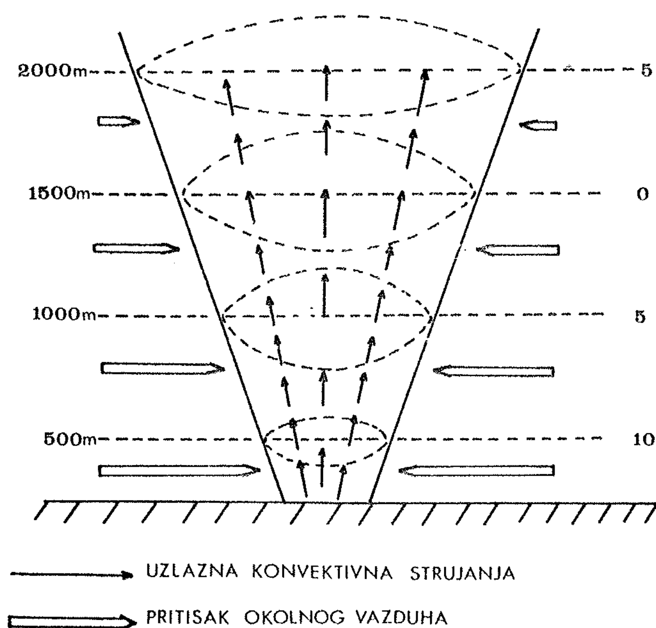
Slika 29.- Radiosonda

na stratosferu sve do visine od oko 40 km. Usavršavanje ovih instrumenata za vertikalno sondiranje atmosfere, sa kojima je pored napred navedenih meteoroloških elemenata kasnije omogućeno i merenje brzine i pravca vetra na visini, doprinelo je takodje njihovoj sve široj i češćoj upotrebi. Zahvaljujući tome danas postoji u svetu dosta gusta mreža od više stotina radiosondažnih stanica. Na njima se u tačno odredjenim terminima, svakodnevno dva do četiri puta, vrše ova visinska, odnosno aerološka merenja, kako se često ona još nazivaju. Takva merenja vrše se redovno od 1955. god. dva puta dnevno u našoj zemlji na radiosondažnim stanicama u Beogradu i Zagrebu, a u još nekim mestima povremeno.

Česta sondiranja atmosfere na velikom broju stanica koje su rasporedjene u skoro svim delovima sveta, omogućila su da se poslednjih nekoliko decenija u znatnoj meri proširе znanja o fizičkom stanju troposfere i niže stratosfere, kao i o njegovim promenama sa visinom i u toku vremena. Prema tome ova merenja su pružila dovoljno podataka o promeni temperature vazduha u donjem sloju atmosfere, tako da su njene karakteristike danas veoma dobro poznate, kao i njeni uzroci.

Uzroci opadanja temperature sa visinom u troposferi su višestruki. U prvom redu oni su uslovljeni udaljavanjem vazduha sa povećanjem nadmorske visine od svog glavnog izvora toplotne energije - Zemljine površine. Takodje je takva promena temperature posledica povećanja moći izračivanja toplotne energije iz vazduha sa povećanjem visine. Ona je nekoliko puta veća nego što je povećanje moći apsorpcije toplotne energije. Takva negativna izmena bilansa zračenja prema gornjoj granici troposfere, koja normalno ima za posledicu opadanje temperature vazduha, najvećim delom je uslovljena brzim smanjenjem količine vodene pare u istom pravcu. Kao faktor koji doprinosi opadanju temperature vazduha sa visinom u troposferi javljaju se i konvektivna strujanja. Takav uticaj se javlja u procesu širenja vazduha koji se uzdiže i dolazi u slojeve atmosfere sa manjom gustinom i prema tome manjim vazdušnim pritiskom (slika 30).

Prilikom ovog širenja, kome se u odredjenoj meri suprotstavlja okolna vazdušna masa silom pritiska, vrši se rad i na njega se troši unutrašnja, tj. toplotna energija sa kojom raspolaže vazduh koji se uzdiže. Zbog toga on sa povećanjem visine postaje sve hladniji. Važno



Slika 30.- Promena zapremine i temperature vazduha koji se uzdiže

je napomenuti da se nasuprot ovome vazduh pri spuštanju zagreva, jer dolazi u gušće slojeve atmosfere. Ovo nastaje zbog toga što je vazdušni pritisak u tim slojevima veći pa se vazduh, koji se nalazi u silaznom kretanju, sabija, a rad spoljnih sila na tome prelazi u njegovu unutrašnju energiju, tj. toplotnu energiju.

Ovakav način promene toplotnog stanja vazduha u procesima njegovih uzlaznih i silaznih kretanja naziva se dinamičkim hladjenjem i zagrevanjem.

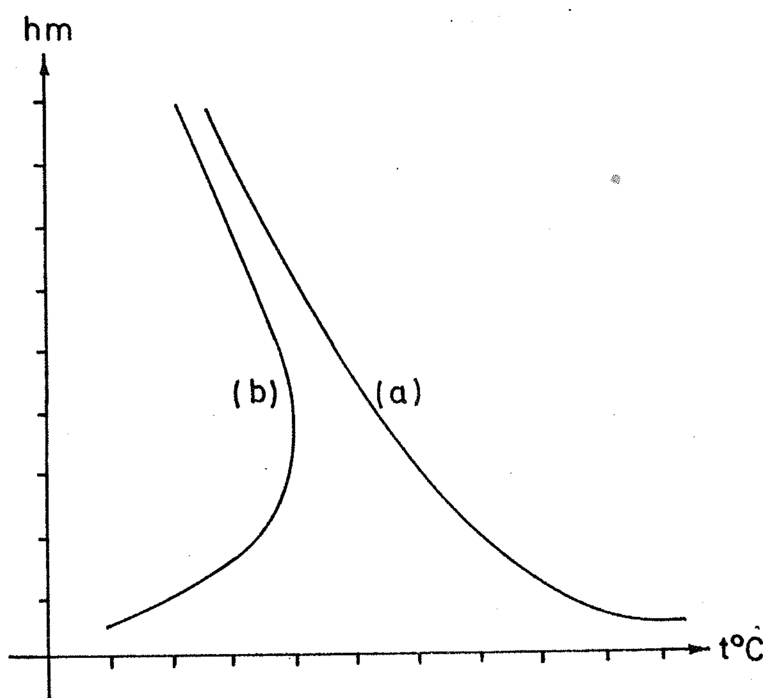
Temperatura vazduha u troposferi dosta pravilno opada sa visinom, iako postoje promene u veličini njenog sniženja. Da bi se takve promene sa visinom, koje se javljaju i kod drugih meteoroloških elemenata, mogle precizno brojno odrediti i uporedjivati potrebno je da se odnose uvek na jednu odredjenu jedinicu rastojanja. Tako odredjene veličine promena, koje se kod različitih meteoroloških elemenata odnose na različite jedinice rastojanja, nazivaju se vertikalnim gradijentima. Postoji medjunarodni dogovor da se u promeni temperature vazduha sa visinom njen vertikalni gradijent, koji se označava grčkim slovom γ (gama), odnosi na visinsku razliku od 100 m. Prema tome,kada se govori o promenljivosti promene temperature vazduha sa visinom, govori se, ustvari, o promenljivosti njenog vertikalnog gradijenta.

Promene vrednosti vertikalnih gradijenata temperature vazduha su veoma česte i mogu biti znatne. Vrednost vertikalnog gradijenta temperature vazduha menja se i u vertikalnom i u horizontalnom pravcu, a takodje i u toku vremena. Razlike u njegovoj vrednosti mogu biti u istom troposferskom sloju, u isto vreme i na neznatnom rastojanju, veoma velike. On se menja sa geografskom širinom i nadmorskom visinom, a takodje i zavisno od fizičkih osobina podloge i oblika, tj. reljefa zemljišta. Menja se i zavisno od doba godine i dana, a može trpeti značajne promene u još kraćim vremenskim intervalima, čak ne dužim od jednog časa.

Vertikalni gradijent temperature vazduha obično ima manju vrednost od $\gamma = 1^{\circ}/100$m. U proseku u slobodnoj atmosferi ima vrednost $\gamma = 0,6^{\circ}/100$ m, a na planinskim padinama, gde se oseća direktan termički uticaj podloge, on je $\gamma = 0,5^{\circ}/100$ m. U najnižem sloju troposfere, naročito

u vazduhu u blizini Zemljine površine, u uslovima intenzivnog zagrevanja podloge, vertikalni gradijent temperature vazduha može imati i veće vrednosti od $1^{\circ}/100$ m, čak i do $2^{\circ}-3^{\circ}C/100$ m. Medjutim, ima vremenskih stanja, o kojima će se govoriti u narednom potparagrafu, kada u nekom sloju troposfere, i u nekom vremenskom periodu, temperatura vazduha ne opada sa visinom, već raste ili ostaje bez promene. U prvom slučaju se radi o tzv. preokretu temperature vazduha ili inverziji, kako se ta pojava naziva. Tada vertikalni gradijent ima negativnu vrednost. U drugom slučaju vertikalni gradijent ima vrednost 0, a takva se pojava u promeni temperature vazduha sa visinom naziva izotermija. I ovakvi izuzetni slučajevi u vrednostima vertikalnog gradijenta najčešće se javljaju u prizemnom sloju troposfere, jer su pretežno posledica rashladjujućeg uticaja podloge u periodu negativnog bilansa toplote.

Pošto je vazduh u mikrosferi pod naročito velikim termičkim uticajem podloge u njemu je promena temperature sa visinom uslovljena promenama u toplotnom stanju same podloge. Zbog toga vertikalni gradijent temperature vazduha u ovom najnižem sloju dosta često ima velike pozitivne ili negativne vrednosti, i to naročito iznad kopna (slika 31).



Slika 31.- Promena temperature vazduha sa visinom u najnižem sloju troposfere danju (a) i noću (b)

U periodu insolacije, naročito u najtoplijim časovima dana, temperatura vazduha u mikrosferi veoma naglo opada sa visinom (slika 31a). To je najizraženije u letnjim danima, u uslovima velike prozračnosti atmosfere i iznad zemljišta koje ima osobinu da se jako zagreva. U takvim uslovima temperatura vazduha na gornjoj granici mikrosfere, tj. na visini od 2 m, može biti niža za $10^{\circ}C$, pa i više, od one neposredno iznad Zemljine površine.

Noću u mikrosferi najčešće dolazi do preokreta u temperaturi vazduha, tj. do negativnog gradijenta (slika 31b). Tada se iznad rashladjene podloge nalazi najhladniji i prema tome specifično najteži vazduh. Iznad njega se rasporedjuju sve manje rashladjeni i prema tome sve lakši slojevi vazduha. Ukoliko su uslovi za hladjenje podloge i višeležećeg vazduha izuzetno povoljni, razlike u temperaturi izmedju donje i gornje granice mogu biti takodje velike kao u toku dana, ali samo suprotnog znaka.

Promene temperature vazduha sa visinom u mikrosferi i u dnevnim i u noćnim časovima, preračunate na visinsku razliku od 100 m, ponekad odgovaraju vertikalnom gradijentu i do 100° - 200°C/100 m.

Važno je napomenuti da u povoljnim vremenskim i lokalnim uslovima pozitivni i negativni gradijenti temperature vazduha, koji su karakteristični za mikrosferu, mogu zahvatiti i prizemni sloj vazduha od nekoliko desetina metara. Koliko je u svemu tome značajan termički uticaj podloge pokazuje i to što je iznad kopna u najnižih desetak metara vertikalni gradijent temperature vazduha danju pozitivan, a noću negativan, čak i u višegodišnjim srednjim vrednostima.

Kada se govori o karakteristikama toplotnog stanja prizemnog sloja vazduha mora se spomenuti i pojava mraza. Pod ovom pojavom podrazumeva se neperiodski pad prizemne temperature vazduha ispod 0°C u toplijem delu godine (u proleće i jesen), kada je normalno da je ona pozitivna i u svojim minimalnim dnevnim vrednostima. Posebno je značajna pojava mraza u pozno proleće i ranu jesen, jer tada može naneti velike štete ratarskim i voćarskim kulturama.

U stvari prolećni i jesenji mrazevi su u našim krajevima isključivo noćna i jutarnja pojava i oni su siguran znak da su u prizemnom sloju uspostavljeni inverzioni uslovi promene temperature vazduha sa visinom, pa se tada najniže negativne temperature javljaju neposredno iznad Zemljine površine. Nije redak slučaj da se mraz javi samo u tom najnižem sloju debljine od nekoliko desetina santimetara, i naziva se mraz na zemljištu. Medjutim ako se negativne temperature jave i na visini od 1-2 m, može se sa sigurnošću uzeti da je u prizemnom sloju temperatura još niža. Takav mraz u celom sloju mikrosfere, pa ponekad i nešto iznad nje, naziva se jak mraz. On nanosi izuzetno velike štete.

Kao i kod prizemnih inverzija, tako se i kod prizemnih mrazeva razlikuju oni koji nastaju u radijacionim i advektivnim procesima promene temperature vazduha. Ovi prvi imaju lokalni karakter i može se desiti da zahvate samo pojedine delove područja gde su radijacioni uslovi hladjenja i taloženja vazduha posebno povoljni. Može ga biti samo u konkavnim oblicima zemljišta, ili iznad zemljišta koje ima osobinu da se posebno intenzivno hladi.

Kada se mraz javi kao neposredna posledica prodora hladne vazdušne mase, onda se on naziva advektivni mraz. Medjutim, u proleće i jesen kod nas su veoma retki čisto advektivni mrazevi, jer hladne vazdušne mase retko dolaze u prizemnom sloju sa negativnom temperaturom. Najčešći su tada kombinovani advektivno-radijacioni mrazevi. Oni nastaju usled noćnog radijacionog hladjenja veoma hladnog vazduha, koji je prodro iz viših geografskih širina i zahvatio odredjena područja. Ovi advektivno-radijacioni mrazevi u našoj zemlji su posledica prodora hladnih vazdušnih masa arktičkog porekla i njihova je karakteristika da zahvataju velike površine.

Osim opisanih uslova, koji su povoljni za pojavu velikih pozitivnih i negativnih

vertikalnih gradijenata temperature vazduha, treba još navesti i neophodnost održavanja u tom periodu tihog vremena ili sasvim slabog vetra. Pojava jačeg vetra, s obzirom da on uslovljava vertikalno (turbulentno) mešanje prizemnog sloja vazduha, u znatnoj meri dovodi do izjednačavanja njegove temperature u vertikalnom pravcu. Prema tome takvi vremenski uslovi u toku dana umanjuju pozitivne vertikalne gradijente temperature vazduha. U to[illegible]u noći vetar ne samo da može smanjiti negativne vertikalne gradijente temperature vazduha, već može sprečiti njihovu pojavu ili dalje zadržavanje.

Iznad prizemnog sloja vazduha, koji se odlikuje velikim vertikalnim gradijentima temperature vazduha i njihovim čestim promenama po znaku, vrednost im se u proseku smanjuje. Opadanje temperature vazduha, koje je samo ponekad u nekom sloju prekinuto inverzijom ili izotermijom, kao što je već napomenuto, nastavlja se sve do tropopauze. Ovom prelaznom sloju prema stratosferi, u kome troposferska temperatura u svojoj promeni sa visinom dostiže najnižu vrednost, prethodi smanjenje vertikalnog gradijenta. Tako se za donju granicu tropopauze uzima nivo u čijoj se blizini vertikalni gradijent temperature naglo menja od $0,6^{O}$-$0,8^{O}$C/ /100 m, koliko iznosi u proseku u visokoj troposferi, do $0,2^{O}$ - $0,3^{O}$/100 m. U samoj tropopauzi vertikalni gradijent temperature se dalje smanjuje i za njenu gornju granicu najčešće se uzima nivo iznad koga počinje stratosferska izotermija ili inverzija.

Uzimajuć[illegible] u obzir navedene srednje vrednosti vertikalnih gradijenata temperature vazduha u troposferi i n[illegible]u različitu debljinu u zavisnosti od geografske širine, nije teško doći do zaključka da najniža temperatura u zoni tropopauze nije svuda jednaka. Ona je na visokoj ekvatorijalnoj tropopauzi znatno niža nego iznad polarnih predela, gde je troposfersko opadanje temperature vazduha sa visinom 2,5 - 3,0 puta kraće. Tako je na primer iznad ekvatorijalnih oblasti na gornjoj granici tropopauze srednja temperatura izmedju -70^{O} i -80^{O}C, a nisu retki slučajevi kada u pojedinim periodima dostiže -90^{O}, pa i nešto nižu vrednost. Iznad polarnih predela srednja temperatura tropopauze je znatno viša i kreće se zimi izmedju -50 i -70^{O}C, a ima slučajeva da u pojedinim danima, naročito leti, ima vrednosti od oko -40^{O}C. To znači da je tropopauza iznad Arktika i Antarktika veoma hladna zimi, dok je iznad ekvatora takva cele godine.

U umerenim širinama srednja temperatura tropopauze je oko -55^{O}C. Leti, zbog veće debljine troposfere, ova vrednost je u proseku znatno niža nego zimi kada iznad umerenih širina preovladjuje niska i prema tome toplija tropopauza.

O promeni srednje visine tropopauze i njene srednje temperature sa geografskom širinom može se suditi na osnovu podataka koji su za odabrana mesta prikazani u Tabeli 24. Treba napomenuti da temperatura vazduha u visokoj troposferi i u sloju tropopauze znatno koleba oko

navedenih srednjih vrednosti. Ona u toku dana i u toku godine podleže velikim pozitivnim i negativnim promenama. Ta kolebanja iznose i nekoliko desetina stepeni, a istovremeno sa njima dolazi i do promena visine tropopauze za po nekoliko kilometara.

Tabela 24. Promena visine i temperature tropopauze sa geografskom širinom

Mesto	Geograf. širina	Srednja visina tropopauze (km)	Srednja temperatura tropopauze (°C)
Lenjingrad	59,7°N	9,6	-54,0°
Pavija	45,2°N	11,2	-58,7°
A g r a	27,2°N	16,3	-73,9°
Batavija	6,2°N	17,0	-85,2°

Korišćenjem podataka iz Tabele 24, na pr. za Lenjingrad i Bataviju, a takodje i njihove prizemne srednje godišnje temperature (oko 5°C, odnosno 27°C), može se doći i do podatka o promeni srednjeg vertikalnog gradijenta sa geografskom širinom. On se povećava prema ekvatoru, ali mu se vrednosti kreću oko usvojenog srednjeg vertikalnog gradijenta. Iznad Lenjingrada je $\gamma \approx 0{,}6^{\circ}/$ $/100$ m, a iznad Batavije $\gamma \approx 0{,}65^{\circ}/$ $/100$ m.

4.7.2. Uzroci pojave i vrste troposferskih inverzija temperature vazduha

Kao što je pomenuto u prethodnom paragrafu, u odredjenim atmosferskim uslovima i procesima u pojedinim slojevima različite debljine javljaju se u troposferi preokreti u promeni temperature vazduha sa visinom, tj. inverzije. Ovi slojevi u kojima temperatura vazduha raste sa visinom, odnosno u kojima je vertikalni gradijent temperature vazduha negativan, nazivaju se inverzioni slojevi.

Iako inverzija predstavlja odstupanje od normalnih uslova promene temperature vazduha sa visinom, ona se ne može smatrati retkom pojavom. Naprotiv, ona je u troposferi veoma česta, skoro svakodnevna pojava koja se može javiti na svim visinama. Ipak je inverzija najčešća u najnižem sloju troposfere koji se nalazi pod neposrednim termičkim uticajem Zemljine površine. Inverzija nije pojava isključivo nekog odredjenog perioda godine, nekog vremenskog stanja ili nekih oblasti. Ona se može javiti u svako doba, pri svakom vremenu i u svim geografskim širinama. Medjutim, postoje odredjeni atmosferski uslovi koje pruža odredjena sredina, a koji posebno pogoduju češćim javljanjima inverzija, njihovom većem intenzitetu i većoj debljini sloja koji zahvataju. Svaka inverzija se karakteriše visinom javljanja, debljinom sloja i intenzitetom. Pod ovom poslednjom krakteristikom podrazumeva se razlika u temperaturi izmedju njene gornje i donje granice i uzima se da je inverzija tim većeg intenziteta što je veći negativni vertikalni gradijent temperature vazduha.

Intenzitet inverzija se kreće do 10°-15°C, pa i više, a njihova debljina od nekoliko metara do 2-3 km.

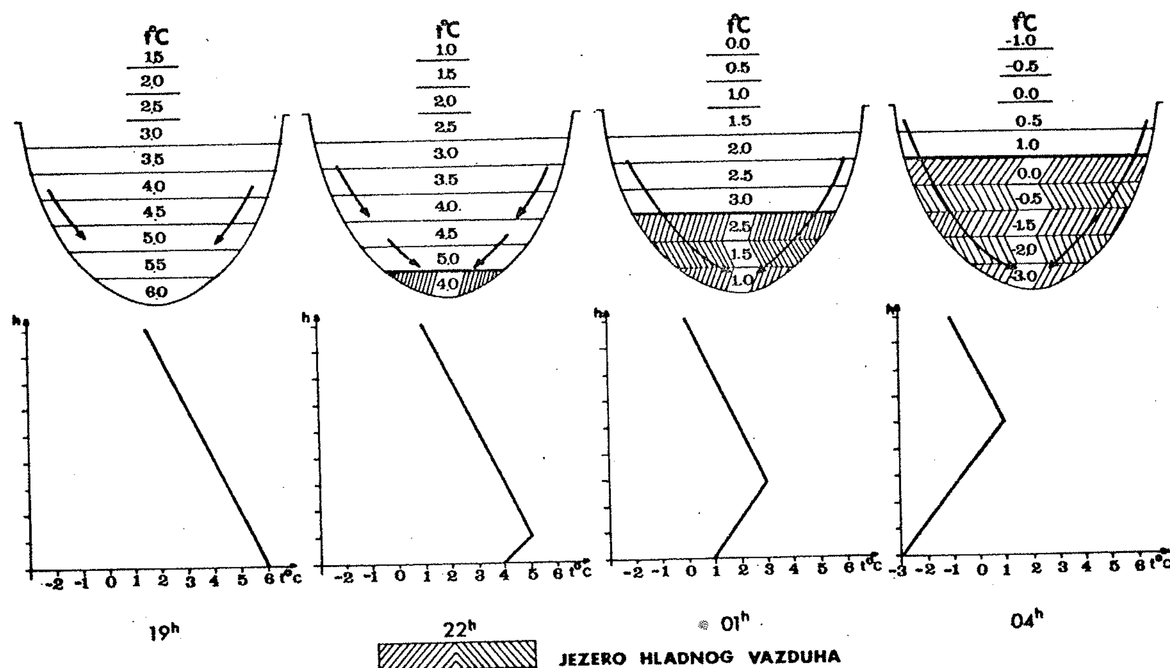
Prema visini svoje donje granice inverzije se dele na prizemne i visinske. Dalja njihova podela se zasniva na uzrocima postanka. Tako se prizemne inverzije dele na radijacione i advektivne, a visinske na frontalne i inverzije spuštanja ili dinamičke inverzije.

Radijacione inverzije nastaju u prizemnom sloju troposfere usled radijacionog hladjenja podloge i vazduha iznad nje. Prema tome, najpovoljniji uslovi za obrazovanje tih inverzija postoje iznad kopna u toku vedrih noći, i to naročito zimi kada je tlo pokriveno snegom. U takvim uslovima, kao što je poznato, efektivno Zemljino zračenje je najveće i prema tome i hladjenje prizemnog sloja vazduha najintenzivnije. Ukoliko tada vetar nije jači od 2-3 m/sek prizemni vazduh se taloži prema gustini, odnosno rashladjenosti i dolazi do preokreta u promeni temperature vazduha. Potpuno tiho vreme nije najpovoljnije za obrazovanje ovih prizemnih radijacionih inverzija većeg intenziteta i debljine, jer u odsustvu turbulentnog (vrtložnog) prenosa toplote vazduh se u najidealnijim uslovima može rashladiti samo do 2-3 m visine. Medjutim ako se vazduh kreće u horizontalnom pravcu većom brzinom, tj. ako duva jak vetar, ne može se ostvariti njegovo taloženje prema gustini. Tada se javlja i pojačano turbulentno mešanje nižih i viših slojeva i u najboljem slučaju može se ostvariti samo umanjen pozitivni vertikalni gradijent temperature vazduha.

Radijacione inverzije imaju debljinu od nekoliko metara do nekoliko stotina metara. U najpovoljnijim uslovima retko prelaze debljinu od 400 m. U manjim geografskim širinama, a naročito u toplijem delu godine, gde su i kada su pliće i malog intenziteta, radijacione inverzije brzo iščezavaju posle Sunčevog izlaska. Naime, u takvim uslovima zbog zagrevanja konvekcije i pojačanja vetra uspostavlja se veoma brzo pozitivan vertikalni gradijent temperature i u najnižem sloju vazduha. Zimi, a posebno u većim geografskim širinama, jače radijacione inverzije mogu bez prekida veoma dugo trajati, pojačavajući se iz noći u noć i šireći se na sve deblji sloj. Takve prizemne radijacione inverzije iščezavaju tek kada, zbog uticaja atmosferskih poremećaja velikih razmera, dodje do intenzivnog mešanja vazduha u vertikalnom pravcu ili njegove zamene sa drugom vazdušnom masom.

Posebno značajnu ulogu u obrazovanju prizemnih radijacionih inverzija imaju topografski uslovi. One su naročito česte, dugotrajne i intenzivne u konkavnim oblicima zemljišta-kotlinama i dolinama. U njima se u toku noći taloži specifično teži vazduh koji se hladi na padinama i obrazuje se inverziona promena temperature vazduha sa visinom (slika 32). Zbog načina obrazovanja ove inverzije često nazivaju i orografskim. Zbog velike stabilnosti i dugotrajnosti takvog stanja u dolinama i kotlinama ovu pojavu nataloženog hladnog vazduha nazivaju i "jezero hladnog vazduha".

Naročito jake orografske inverzije, sa veoma niskim temperaturama na dnu jezera hladnog vazduha, javljaju se u visokim kotlinama i na visoravnima gde je, zbog velike prozračnosti atmosfere, tj. velikog efektivnog Zemljinog zračenja, radijaciono hladjenje vazduha veoma intenzivno. To su obično najhladnija područja, koja zbog toga često nazivaju mrazištima.



Slika 32.- Shema stvaranja prizemne radijacione inverzije u konkavnom obliku zemljišta

Prizemne advektivne inverzije se razlikuju od radijacionih utoliko što se javljaju i pri jačim horizontalnim kretanjima vazduha. One nastaju u periodu advekcije toplog vazduha iznad hladne površine. Tada topliji vazduh odaje raspoloživu toplotu hladnijoj podlozi. Zbog toga se ovaj vazduh hladi do odredjene visine, i to tim više što je bliže Zemljinoj površini.

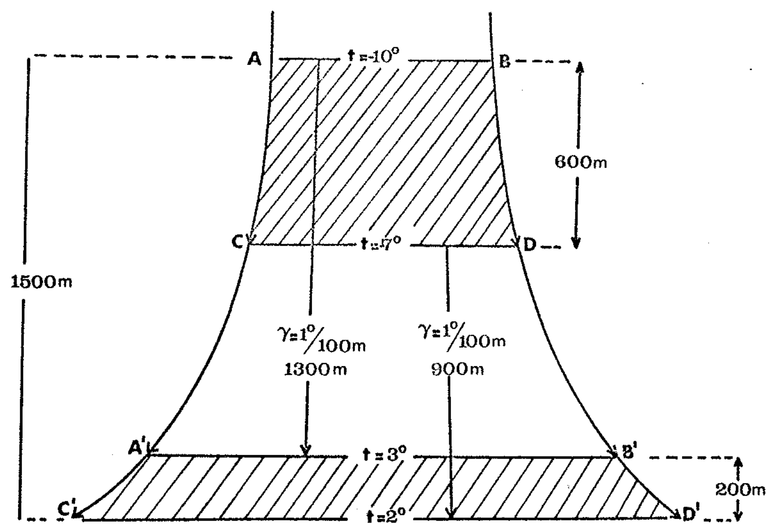
Advektivne inverzije se najčešće obrazuju zimi, kada se iznad rashladjenih kontinenata vrši advekcija toplog vazduha okeanskog (maritimnog) porekla. Dok je kopno još pokriveno snegom, one su intenzivnije pa ih tada nazivaju i snežnim inverzijama. To je posebno izraženo u proleće kada se topao vazduh veoma intenzivno hladi zbog utroška svoje toplote na topljenje snega i leda.

Advektivne inverzije se mogu obrazovati i leti kada topao kontinentalni vazduh struji iznad hladnije morske površine, ali su tada plićc i slabijeg su intenziteta. Te morske inverzije najčešće se javljaju pored obala gde protiču hladne okeanske struje.

Advektivne inverzije mogu nastati u bilo kom delu dana, ali su intenzivnije noću jer ih pojačava radijaciono hladjenje vazduha, i to naročito ako je vedro. Debljina ovih prizemnih inverzija se kreće od nekoliko desetina do nekoliko stotina metara.

Iz nekih dinamičkih razloga u pojedinim slojevima troposfere vazduh povremeno prelazi u silazno kretanje. On se spušta do neke visine, a zatim divergira u horizontalnom pravcu (slika 33). Pri tome se dinamički zagreva, što dovodi do smanjenja vertikalnog gradijenta temperature vazduha u tom sloju, pa čak i do promene njegovog znaka, tj. do pojave visinske inverzije. Tom sloju vazduha ABCD, koji je pre prelaska u silazno kretanje debljine 600 m, temperatura je na gornjoj granici -10°, a na donjoj granici -7°. U toku spuštanja ovaj sloj vazduha će se sabijati. U primeru na slici 33 na nižoj visini on je predstavljen slojem A'B'C'D', koji ima debljinu od svega 200 m. To znači da vazduh iz položaja AB i CD do položaja A'B' i C'D' ne prevaljuje isto rastojanje, što će se odraziti i u stepenu njegovog zagrevanja. Ako se uzme da je vertikalni gradijent temperature $1^{\circ}/100$ m, vazduh iz položaja AB u novom položaju A'B' dobiće temperaturu od 3°, a vazduh iz položaja CD u novom položaju C'D' temperaturu od 2°. Naime, u novom nižem položaju u posmatranom sloju vazduha menja se znak vertikalnog gradijenta, tj. javlja se preokret ili inverzija temperature.

Ove <u>dinamičke inverzije</u> ili <u>inverzije spuštanja</u>, kako ih sve nazivaju, najčešće se javljaju u donjoj troposferi, i to u sloju do 2 km visine. To je naročito izraženo iznad oblasti koje se nalaze pod uticajem visokog vazdušnog pritiska (anticiklona), a koji se odlikuje preovladjujućim silaznim vazdušnim strujanjima. Zbog toga ove visinske inverzije često nazivaju i anticiklonskim inverzijama.

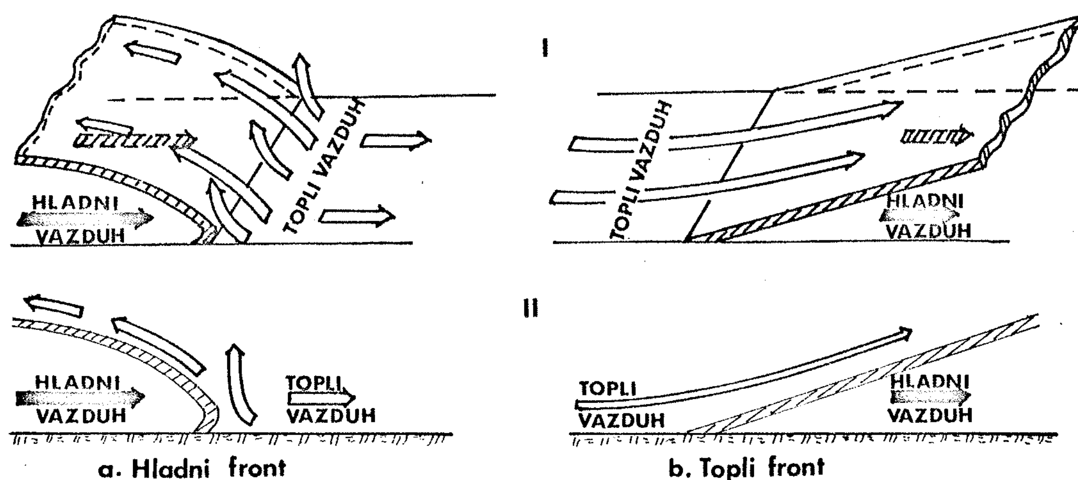


Slika 33. - Shema nastajanja visinske inverzije spuštanja

Za razliku od prizemnih inverzija, naročito radijacionih koje su pretežno lokalne pojave, inverzije spuštanja zahvataju velike površine i dugotrajne su. Nije retko da se jedna iznad druge jave istovremeno i po nekoliko takvih inverzija.

Pošto u oblastima koje se nalaze pod uticajem anticiklona preovladjuje vedro vreme, osim visinskih inverzija spuštanja mogu se javiti i jake prizemne radijacione inverzije. U zimskim uslovima, a naročito u subpolarnim i polarnim predelima, razvoj ovih inverzija može biti takav da dolazi do njihovog spajanja sa visinskom inverzijom. Inverzioni sloj tada može dostići debljinu 2-3 km, pa i više, i veoma veliki intenzitet. Zbog toga su ove kombinovane inverzije posebno dugotrajne i mora doći do veoma jakih poremećaja u troposferi, tj. do pojave jakih horizontalnih i turbulentnih strujanja vazduha, da bi one iščezle.

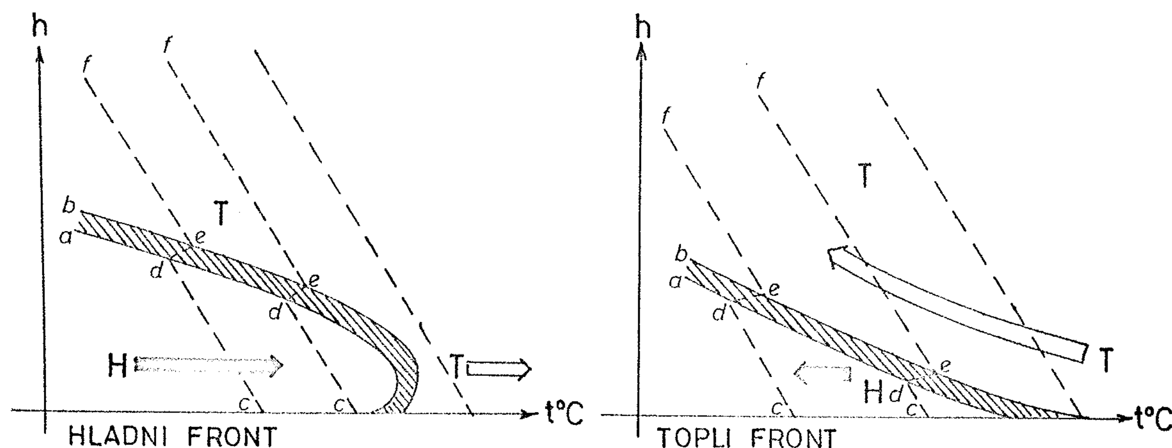
U horizontalnim kretanjima troposferskog vazduha velikih razmera, kada hladni vazduh nadire, a topli se povlači (hladni front, slika 34a), ili kad se hladni vazduh povlači a topli nadire (topli front, slika 34b), hladna vazduha masa (kao specifi[illegible] teža) uvek leži ispod tople vazdušne mase. Na granici izmedju ovih vazdušnih masa nalazi se prelazni sloj izvesne debljine koji leži pod odredjenim nagibom, a koji se naziva frontalna površina. U tom sloju dolazi do nagle promene meteoroloških elemenata zbog prelaza iz jedne u drugu vazdušnu masu, koje se znatno razlikuju po svojim fizičkim osobinama. To se zbiva i u horizontalnom i u vertikalnom pravcu. Takva brza promena je naročito karakteristična za temperaturu vazduha.



Slika 34.- Hladni i topli front (I-Trodimenzionalna shema, II-vertikalni presek)

Zbog oslobadjanja latentne toplote u procesima kondenzacije i sublimacije, koji su redovna pojava u sloju frontalne površine i iznad nje, dolazi i do promene u vrednostima

vertikalnog gradijenta temperature vazduha. Naime, aktiviranje ove toplotne energije dovodi do porasta temperatura vazduha i zbog toga se u prelaznom sloju izmedju niže ležećeg hladnog vazduha i više ležećeg toplog vazduha, smanjuje vertikalni gradijent temperature ili dolazi do preokreta temperature, tj. do pojave tzv. frontalne inverzije. Prikaz ove inverzije dat je na slici 35. na kojoj je sa a i b označen presek frontalne površine, a sa c,d,e,f grafički prikazana promena temperature vazduha sa visinom u kojoj je sa d i e označena frontalna inverzija.



Slika 35.- Frontalna inverzija

Sve inverzije temperature vazduha imaju izvanredno veliki uticaj na razvoj mnogih atmosferskih procesa i pojava. Tako, na primer, zbog toga što je sloj sa negativnim gradijentom temperature vazduha veoma stabilan, o čemu će se govoriti na kraju ovog poglavlja, inverzija sprečava razvoj konvektivnih strujanja. Zato se inverzioni slojevi nazivaju i zadržavajući slojevi. Takodje je u vezi sa njima i razvoj nekih oblaka i magli, o čemu će se posebno govoriti u Glavi 7.

4.7.3. Adijabatski procesi u atmosferi

U potparagrafu 4.6.1 je posebno naglašeno da najvažniju ulogu u prenosu toplote u više slojeve troposfere imaju konvektivna uzlazna i silazna vazdušna strujanja. Takodje je već poznato da pri ovim termički uslovljenim vertikalnim kretanjima vazduh trpi odredjene promene svog toplotnog stanja, tj. pri uzdizanju se hladi, a pri spuštanju zagreva. Medjutim, vazduh se u troposferi uzdiže ili spušta i pod uticajem nekih drugih atmosferskih procesa. Tako npr. on se prisilno uzdiže i spušta nailazeći na orografske i druge prepreke. Zatim se topliji vazduh uzdiže iznad klina hladnog vazduha, tj. iznad frontalnih površina koje su spomenute u prethodnom potparagrafu. Takodje on se vertikalno kreće u još nekim slučajevima o kojima će se uglavnom govoriti u Glavi 6.

U svim procesima uzdizanja ili spuštanja vazduh se hladi, odnosno zagreva isključivo ili skoro isključivo zbog dinamičkih razloga. U tim vertikalnim kretanjima vazduh ne razmenjuje ili zanemarljivo malo razmenjuje toplotnu energiju sa okolinom, jer je veoma propustljiv za sunčevo zračenje i istovremeno malo apsorbuje toplotno zračenje Zemljine površine i okolnih atmosferskih slojeva. Pošto i sam malo odaje toplotnu energiju zračenjem, a budući da je i veoma slab provodnik toplote molekularnim provodjenjem, razumljivo je da će se njegova temperatura u toku vertikalnih kretanja zanemarljivo malo menjati razmenom toplote sa okolinom. Takvi atmosferski termodinamički procesi hladjenja i zagrevanja vazduha, bez odavanja ili primanja toplotne energije, nazivaju se adijabatski procesi (prema grčkoj reči adijabatos - što znači nepropustljiv ili neprovodljiv).

Adijabatski procesi u kojima sudeluje vazduh koji nije zasićen vodenom parom nazivaju se suvoadijabatski. U toku tih procesa vazduh se pri uzdizanju hladi, odnosno pri spuštanju zagreva teoretski za $\gamma = 0,98^{\circ}/100$ m, ili zaokruženo za $\gamma = 1^{\circ}/100$ m. Takav vertikalni gradijent temperature vazduha naziva se suvoadijabatski. S obzirom da se u nezasićenoj troposferi u stvarnosti javljaju vrlo različite vrednosti vertikalnih gradijenata, oni koji su manji od suvoadijabatskog nazivaju se podadijabatskim, a oni veći od njega nadadijabatskim gradijentima.

Kada se vazduh uzdiže i hladi suvoadijabatski, on se može na izvesnoj visini, koja se naziva kondenzacioni nivo, zasititi vodenom parom. Tada u njemu počinju procesi kondenzacije i sublimacije, pri kojima se oslobadja skrivena (latentna) toplota. To znači da će sve do visine dokle se proces kondenzacije ili sublimacije održava, uzdižući vazduh trošiti ovu tada aktiviranu toplotnu energiju na vršenje rada nasuprot spoljnim silama pritiska okružavajuće atmosfere. To istovremeno znači da će za taj dinamički proces trošiti manju količinu svoje unutrašnje energije nego kada je bio nezasićen, pa će se srazmerno tome i manje hladiti pri daljem uzdizanju. Pri spuštanju, sve dok je zasićen vodenom parom i dok ne ispare sve kapljice vode ili kristali leda koji se nalaze u njemu, on će se manje zagrevati nego nezasićen vazduh. Do toga dolazi zbog trošenja toplotne energije na ovaj proces prelaženja vode u gasovito stanje.

U ovim tzv. vlažnoadijabatskim procesima, koji postoje odnosno održavaju se sve dok je vazduh zasićen vodenom parom (tj. dok se u njemu oslobadja ili troši toplotna energija na procese promene agregatnog stanja vode) vlažnoadijabatski vertikalni gradijent se kreće od $\gamma_{va} = 0,1^{\circ}$ do $0,9^{\circ}C/100$ m, a najčešće izmedju $\gamma_{va} = 0,5^{\circ}$ i $0,7^{\circ}/100$ m. Njegova veličina zavisi od količine kondenzovane, odnosno sublimirane vodene pare. Ukoliko je ona veća, oslobadjaće se veća količina latentne toplote i pad temperature sa visinom će biti manji.

Atmosferski procesi dinamičkog hladjenja i zagrevanja vazduha su retko adijabatski,

jer skoro uvek postoji izvesna razmena toplotne energije sa okolinom. Medjutim, kako je napomenuto u početku, ona je najčešće tako mala da se može zanemariti. To je naročito izraženo kada u uzlaznim i silaznim kretanjima sudeluju vazdušne mase velikih razmera. Najmanje su adijabatski procesi u blizini Zemljine površine, jer vazduh veoma mnogo razmenjuje toplotnu energiju sa podlogom, a bogat je promenljivim sastojcima i pridodacima atmosfere koji su dobri apsorbenti Sunčevog i Zemljinog zračenja. Takodje su više neadijabatske prirode procesi u kojima je brzina vertikalnih kretanja mala - ispod 1,2 m/sec. U tim slučajevima vazduh u uzlaznom ili silaznom kretanju ima mogućnosti da intenzivno razmenjuje toplotu sa okolinom i da se izjednači po temperaturi sa njom.

Do najvećih odstupanja od čisto adijabatskih procesa dolazi u delu troposfere u kome se nalaze oblaci. Njihovi sastavni delovi, kapljice ili kristalići leda, dobri su absorbenti i izračioci toplotne energije. Ipak su i ti procesi u znatnoj meri adijabatski, jer u neadijabatskoj razmeni toplotne energije sa okolinom putem zračenja i provodjenja učestvuju uglavnom površinski slojevi oblaka. Takodje je čistota adijabatskih procesa narušena u periferním slojevima vazdušnih masa različite temperature koji se mešaju.

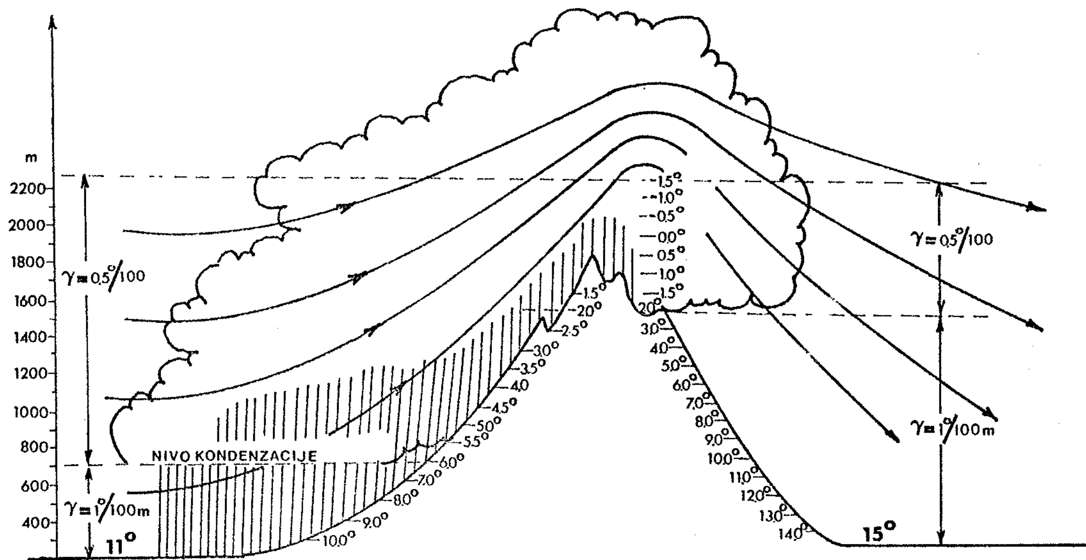
Adijabatski procesi su izvanredno značajni, jer se u vezi sa njima nalaze mnogi drugi atmosferski procesi i pojave. Ovde će se navesti samo jedan primer koji ukazuje na njihov veliki značaj, a koji je u vezi sa pojavom lokalnih vetrova sa fenskim karakteristikama (potparagraf 6.9.2).

Kada jedna vazdušna masa u horizontalnom kretanju naidje na orografsku prepreku (slika 36) i na navetrenoj strani se prisilno uzdiže, ona se, kao što je već objašnjeno, sve dok je nezasićena hladi suvoadijabatski ($\gamma_a \approx 1^o/100$ m). Od nivoa kondenzacije ona nastavlja da se hladi, ali sada vlažnoadijabatski, npr. za $\gamma_{va} = 0,5^o/100$ m. Na navetrenoj strani ova vazdušna masa, zahvaljujući procesima kondenzacije ili sublimacije, izgubi znatan deo raspoložive vodene pare. Zbog toga, kada na zavetrenoj strani predje u silazno kretanje, veoma brzo postaje nezasićena i počinje da se zagreva suvoadijabatski na znatno većoj visini od one na kojoj je na ovaj način prestala da se hladi na navetrenoj strani. Zbog toga će ta vazdušna masa na zavetrenoj strani od tog nivoa do podnožja biti toplija nego što je bila na navetrenoj strani. Naime, duvaće suv i topao vetar (o kome će se govoriti u Glavi 6, potparagraf 6.9.2), koji se naziva fen.

Vlažnoadijabatski procesi na navetrenim stranama planina ponekad se nazivaju pseudoadijabatski, uzimajući da se pravi vlažnoadijabatski procesi dešavaju u vazduhu koji sa sobom nosi svu kondenzovanu i sublimiranu vodenu paru u vidu kapljica i kristala leda u oblacima. Medjutim, kod procesa na navetrenim stranama planina pretpostavlja se da sva kondenzovana ili sublimirana vodena para napušta uzdižući vazduh u vidu kiše ili snega. Prema tome vlažnoadijabatski proces može biti obratan, a pseudoadijabatski to ne može zbog smanjenja vodene pare.

Zbog toga njega na zavetrenoj strani praktično odmah smenjuje suvoadijabatski proces.

Adijabatski procesi hladjenja i zagrevanja vazduha mogu se odvijati i kada se vazduh ne kreće vertikalno. To se zbiva u oblastima gde vazdušni pritisak opada (vazduh se širi) ili raste (vazduh se sabija). U prvom slučaju temperatura opada, a u drugom raste. Medjutim, ove promene toplotnog stanja vazduha su neznatne, čak i kada su promene vazdušnog pritiska veoma velike.



Slika 36.- Primer orografski uslovljenih adijabatskih procesa

4.7.4. Termička stratifikacija atmosfere

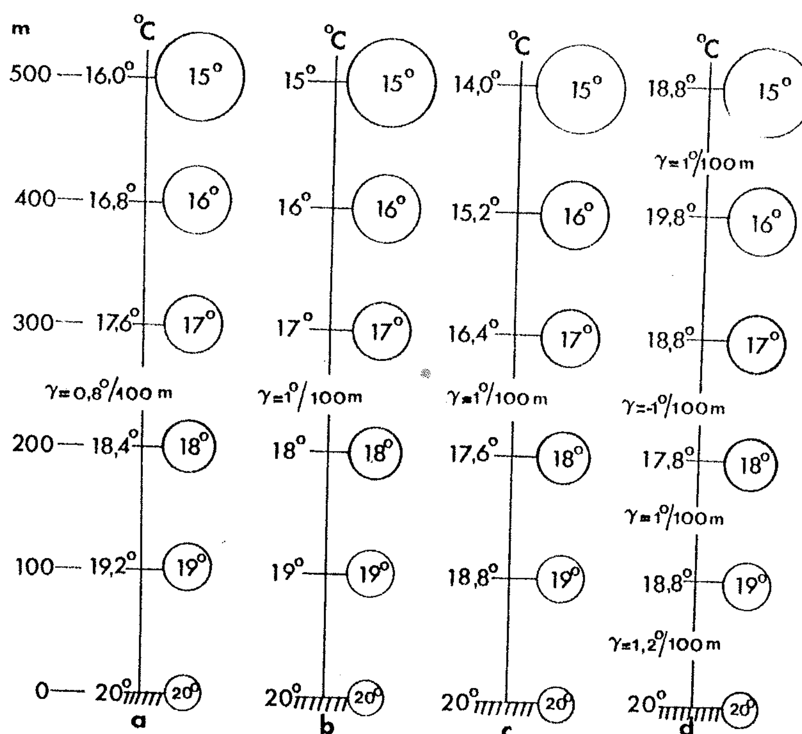
Konvektivna strujanja u troposferi pored uticaja zagrejanosti podloge, zavise i od tzv. termičke stratifikacije atmosfere, tj. od njenih ravnotežnih stanja. Naime, zavisno od uslova promene temperature vazduha sa visinom, tj. od veličine vertikalnog gradijenta, atmosfera se može nalaziti u tri termodinamička ravnotežna stanja, i to: stabilnom, labilnom i indiferentnom. Od ovih ravnotežnih stanja zavisi i mogućnost drugih prinudnih vertikalnih kretanja koja uslovljavaju drugi činioci.

Termodinamičko stabilno stanje je takvo stanje atmosfere u kome svako uzlazno kretanje jedne mase vazduha unutar jednog sloja troposfere uslovljava pojavu sila koje sprečavaju to kretanje na taj način što taj vazduh vraćaju na početni nivo. Prema tome, kada se odredjeni sloj troposfere nalazi u takvom ravnotežnom stanju vertikalna strujanja su veoma slaba ili ih uopšte nema.

Atmosfere je u stabilnom stanju kada je u njoj vertikalni gradijent temperature vazduha podadijabatski ($\gamma < \gamma_{\bar{a}}$ ili $\gamma < \gamma_{v\bar{a}}$). Tada će jedna izolovana masa vazduha, koja iz odredjenog razloga prelazi u uzlazno kretanje, hladeći se adijabatski, odmah po promeni visine

postati hladnija i teža od svoje okoline (slika 37a). Prema tome ona neće moći da nastavi uzlazno kretanje, već će se vratiti u svoj polazni položaj. Svaka masa vazduha koja se nadje u tako termički stratificiranoj atmosferi težiće da ne menja položaj i svako započeto vertikalno strujanje u njoj brzo prestaje i zahvata tanak sloj.

Kada je jedan sloj troposfere u termodinamički indiferentnom stanju, u njemu je vertikalni gradijent temperature jednak sa adijabatskim gradijentom ($\gamma = \gamma_a$ ili $\gamma = \gamma_{va}$). U takvim uslovima izolovana masa vazduha, koja predje u vertikalno kretanje, ostaje na onoj visini do koje je dospela pod uticajem neke spoljne sile, jer na toj visini ima istu temperaturu kao okružavajući vazduh (slika 37b).



Slika 37.- Zavisnost termičke stratifikacije atmosfere od vertikalnog gradijenta temperature vazduha

Kada je atmosfera u termodinamički labilnijem stanju u njoj je vertikalni gradijent temperature vazduha veći od adijabatskog ($\gamma > \gamma_a$ ili $\gamma > \gamma_{va}$). Tada izolovana masa vazduha, koja se uzdiže i hladi po adijabatskom gradijentu, sa povećanjem visine postaje sve toplija, pa prema tome i lakša od svoje okoline (slika 37c). Ona će zbog toga pod uticajem sve većih sila potiska nastaviti da se uzdiže. Kada se vazduh spušta on će se sporije zagrevati od okoline, zbog čega će biti sve hladniji od nje i kao specifično teži težiće da se kreće prema Zemljinoj po-

vršini. To znači da u takvoj termičkoj stratifikaciji atmosfere vladaju povoljni uslovi za vertikalna kretanja vazduha, pa prema tome i za konvektivna. Ona će biti tim jača i zahvatati deblji sloj ukoliko je vertikalni gradijent temperature okružavajućeg vazduha veći od adijabatskog. Vazduh će se tada uzdizati sve dok je topliji od svoje okoline, tj. dok ne naidje na sloj u kome je vertikalni gradijent manji od adijabatskog. U tom sloju njegova temperatura će se na nekoj visini izjednačiti sa temperaturom okružavajućeg vazduha i on će prestati da se uzdiže. Ta visina na kojoj prestaju vertikalna strujanja, a koja će biti tim viša što je vertikalni gradijent u sloju veći od adijabatskog i što se uzdižući vazduh više zagreva od podloge, naziva se nivo konvekcije.

Pošto u svim slojevima troposfere vertikalni gradijenti nemaju istu vrednost mogu postojati veoma različiti slučajevi termičke stratifikacije atmosfere, pa prema tome i različiti uslovi za vertikalna strujanja. Tako, na primer, prizemni sloj atmosfere se može nalaziti u labilnom stanju, a na nekoj visini, kako je to napomenuto u potparagrafu 4.7.2, može postajati veoma stabilan sloj koji se karakteriše inverzijom temperature. Pošto u tom sloju, zbog negativnog gradijenta, uzdižući vazduh veoma brzo postaje hladniji od okružavajućeg vazduha, njegova donja granica je ujedno i nivo konvekcije (slika 37d). Prema tome vertikalna strujanja vazduha su moguća samo ispod ovog zadržavajućeg sloja.

Kada se jave prizemne inverzije vertikalna strujanja zbog već opisanog razloga praktično ne postoje sve dok se takva promena temperature vazduha sa visinom zadržava.

Može doći i do drugih slučajeva termičke stratifikacije atmosfere ali nema razloga da se o njima pojedinačno govori, jer postoji niz različitih mogućnosti koje su iz prednjeg izlaganja sasvim razumljive. Medjutim, značajno je još istaći da jedan sloj troposfere može postati nestabilan ako se njegov viši deo ohladi više nego niži. To je moguće u oblačnom sloju, čiji gornji deo odaje toplotnu energiju prema bezoblačnoj više ležećoj atmosferi. Zbog povećanog vertikalnog gradijenta temperature vazduha, koji je time uslovljen, sloj vazduha u kome se nalazi oblak postaje nestabilan i u njemu se javljaju jaka vertikalna kretanja. Ova pojava se može zapaziti u toku leta avionom iznad takvog oblačnog sloja. Gornja granica mu nije ravna (stratificirana) već je puna izbočina koje su posledica uzdizanja pojedinačnih izolovanih masa vazduha.

Nestabilnost je povećana i u sloju atmosfere u kome ima procesa kondenzacije i sublimacije. Tome je uzrok oslobadjanje latentne toplote zbog koje se hladjenje uzdižućeg vazduha smanjuje i on u odnosu na okolnu nezasićenu atmosferu postaje sve topliji. To znači da u takvim uslovima uzlazna strujanja jačaju, što doprinosi razvoju oblaka u vertikalnom pravcu o čemu će se govoriti u Glavi 7.

4.7.5. Promena temperature vazduha sa visinom u stratosferi i visokoj atmosferi

Zahvaljujući radiosondažnim merenjima osim troposfere u znatnoj meri su ispitane i toplotne karakteristike skoro cele stratosfere. Utvrdjeno je da temperatura u njenom donjem delu veoma sporo raste sa visinom, tako da se taj sloj atmosfere može smatrati skoro izotermnim. Vertikalni gradijent temperature u njemu iznosi oko $\gamma = -0,1^{o}/100$ m i zbog toga se u njemu održavaju relativno niske temperature, koje se uglavnom kreću izmedju -50^{o} i $-70^{o}C$. Iznad visine od 30 km, do koje se održava ovakvo stanje, naglo raste temperatura vazduha. Zbog toga ona na gornjoj granici stratosfere (50-55 km) ima izuzetno visoke vrednosti. One su više od $0^{o}C$, a dostižu čak 20^{o} do $35^{o}C$. Pošto su vertikalna strujanja u stratosferi veoma slaba i količina vodene pare neznatna, ovaj porast temperature vazduha uslovljen je isključivo apsorpcijom Sunčevog ultraljubičastog zračenja od strane ozona, čija je količina, kao što je poznato, u tom sloju atmosfere povećana. To istovremeno ukazuje da je promena temperature vazduha sa visinom u višim atmosferskim slojevima u veoma tesnoj vezi sa njihovim hemijskim sastavom. Promene ovog sastava uslovljavaju i promene toplotnog stanja tih slojeva.

Za merenje temperature vazduha u visokoj stratosferi iznad 40 km visine nije moguće korišćenje metoda sondiranja atmosfere pomoću radio-sondi. Razlog tome nije samo nemogućnost izrade specijalnih balona koji bi nosili radio-sonde u jako razredjenim slojevima visoke atmosfere, već je to i osetno smanjivanje preciznosti merenja temperature pomoću radiosondažnih termoelemenata. Njihova osetljivost omogućuje merenja samo u gušćim slojevima atmosfere gde oni dolaze u dodir sa velikim brojem molekula vazduha i mogu da reaguju na promene njihovog toplotnog stanja. Medjutim, oni to ne mogu da čine u visokim slojevima atmosfere kad dolaze u dodir sa retkim molekulima i atomima. Temperatura koju pokazuju termoelementi u tim slojevima je njihova sopstvena temperatura, koja je uslovljena apsorpcijom Sunčevog zračenja ili toplotnog zračenja atmosferskih slojeva kroz koje oni prolaze.

Sve do 1950. godine temperaturu vazduha u visokoj atmosferi bilo je moguće odrediti, sa manjom ili većom greškom, samo posrednim metodima. Najtačnije rezultate je davala tzv. akustička metoda koja se zasniva na principu merenja brzine širenja zvuka kroz slojeve vazduha različite gustine. Pošto je gustina vazduha direktno zavisna od njegove temperature, preciznim registrovanjem dolaska zvuka iz poznatog zvučnog izvora moguće je odrediti kakvo je toplotno stanje slojeva kroz koje se on širio. Zvuk, zapravo, prolazeći kroz gušće, tj. hladnije slojeve, odnosno kroz redje i prema tome toplije slojeve,trpi odredjene anomalije i stiže do mesta registrovanja različitom brzinom, što omogućuje odredjivanje temperature tih slojeva.

Akustički metod korišćen je za merenje temperature vazduha u stratosferi i me-

zosferi sve do skora. Na još većim visinama nije davao pouzdane podatke. Nedostatak mu nije toliko manja preciznost od direktnih merenja, već retkost primene, koja je moguća samo kod snažnih nadzemnih eksplozija. Tako na primer jedno od poslednjih organizovanih merenja akustičkom metodom, u kome su učestvovale naučne institucije iz više evropskih zemalja, izvršeno je 18.IV 1947. godine. Tog dana je sa velikom količinom zaplenjenih eksplozivnih ratnih sredstava dignuta u vazduh bivša nemačka pomorska baza na ostrvu Helgoland u Severnom moru. Tada je, kao i pri mnogim sličnim eksplozijama, utvrdjeno da gornji sloj atmosfere izmedju 40 i 50 km ima srazmerno visoku temperaturu od oko 21°C. Takodje se došlo do podataka da je na visini od oko 80 km izraziti minimum temperature vazduha od oko -90°C, i da njene vrednosti iznad te visine ponovo rastu i negde na 170 km dostižu oko 130°C. Kasnije se pokazalo da su ti rezultati veoma bliski onim koji su dobijeni direktnim merenjima.

Precizna merenja intenziteta svetlećih tragova i brzine kretanja meteorita, koji zavise od gustine slojeva u kojima zasvetle, takodje su korišćena za odredjivanje približne temperature vazduha u sloju atmosfere izmedju 40 i 120 km.Primenom ove metode utvrdjeno je da su godišnja kolebanja temperature vazduha u atmosferi vrlo velika. To je postignuto sistematskim praćenjem meteorskih svetlećih tragova. Konstatovano je da se oni u toku leta javljaju prosečno na visini od 114 km, a gase na visini od 74 km, a zimi na 108 km, odnosno 52 km. Ova promena u visini pojave i dužini trajanja svetlećih meteorskih tragova omogućila je da se znatno pre početka direktnih merenja konstatuje da se atmosfera zbog zagrevanja leti širi i zbog toga je na većim visinama gušća. Nasuprot tome ona se zimi, kada je hladnija, skuplja i zbog toga se gustina vazduha u visokim slojevima smanjuje. To znači da atmosfera u toku godine pulzira u vertikalnom pravcu trpeći znatne promene toplotnog stanja.

Za odredjivanje temperature vazduha u visokoj atmosferi korišćena je metoda merenja spektra polarne svetlosti koja svetli različitim bojama i javlja se u sloju atmosfere izmedju 100 i 1 000 km.To je bilo moguće odredjivanjem širine spektralnih linija i intenziteta svetljenja ove elektromagnetne pojave o kojoj će se posebno govoriti u Glavi 8, a što je u direktnoj zavisnosti od toplotnog stanja molekula i atoma vazduha u slojevima gde se ona javlja. Ova posebna metoda nije pružila najpreciznije podatke ni o vrednostima temperature vazduha, ni o visini slojeva na koje se ona odnosila. Medjutim, ona je omogućila da se znatno pre primene metoda direktnih merenja utvrdi da na visini od nekoliko stotina kilometara, tj. u termosferi vladaju temperature od 1 000° do 4 000°C.

Za posredno odredjivanje temperature vazduha u visokim slojevima atmosfere korišćene su još neke optičke metode. One su se zasnivale na principu merenja promene intenziteta svetljenja nekih atmosferskih pojava zavisno od promena toplotnog stanja vazduha na visinama njihovog javljanja. Tako, na primer, vršena su posebna optička merenja svetlosnih zrakova

koji se difuzno reflektuju od viših slojeva atmosfere u periodu svitanja i sumraka. Zatim je meren intenzitet svetljenja tzv. noćnih svetlećih oblaka koji se ponekad javljaju na visini od oko 80 km, tj. ispod mezopauze.

Precizna direktna merenja temperature vazduha u visokoj atmosferi započela su 1950. godine, kada su za te svrhe po prvi put korišćene rakete. Takva raketna sondiranja atmosfere, prvo do 80-90 km, a zatim do sve većih visina, vršena su u početku u SAD i SSSR, a zatim i u nekim drugim naučno-tehnički razvijenijim zemljama (Francuska, Japan, Engleska itd.). Do danas je bilo dosta takvih merenja fizičkog stanja visokih slojeva atmosfere u različitim periodima godine i iznad različitih delova sveta, uključujući tu i polarne predele i okeane, pa su čak ova raketna merenja u nekim predelima i područjima dobila razmere sistematskih svakodnevnih merenja.

Merenja temperature vazduha i nekih drugih meteoroloških elemenata, kao npr. vazdušnog pritiska, sa meteorološkim sondažnim raketama vršena su pomoću specijalne merne aparauture. Ona je ugradjivana u telo rakete, a najčešće u njen vrh. U nekim slučajevima ova aparatura se na odredjenoj visini odvajala od rakete, i spuštajući se padobranom emitovala radiosignalima rezultate merenja, koji su primani preko specijalnih prijemnih uredjaja.U SAD, izmedju 1950. i 1960. g. pomoću raketa su izazivane i eksplozije na visinama od oko 95 km i akustičnom metodom odredjivana temperatura vazduha u željenim slojevima. Iako je na ovaj način akustični metod korišćen znatno sistematičnije nego ranije, ipak on nije posle 1960. godine više bio u primeni. Tome je doprineo razvoj još preciznijih instrumenata za direktna merenja, koji su se u visoke slojeve atmosfere upućivali sa sve savremenijim raketama.

Lansiranjem prvog Zemljinog veštačkog satelita 1957.god. u SSSR-u započela je nova era ispitivanja fizičkih osobina atmosfere, a naročito njenih visokih slojeva. Samo nekoliko godina posle tog izuzetno značajnog dogadjaja za dalji razvoj geofizičkih nauka, oko Zemlje su kružili specijalni meteorološki sateliti, a povremeno i sateliti sa ljudskom posadom, sa kojih su vršene raznovrsna meteorološka merenja i osmatranja. Osim snimanja oblačnih sistema pomoću običnih i infracrvenih kamera, zatim merenja intenziteta Sunčevog i Zemljinog zračenja, pomoću satelita su vršena i vrše se i danas na visinama njihovih orbita oko Zemlje merenja temperature vazduha, ili bolje reći temperature molekula i atoma vazduha u tim jako razredjenim slojevima. Pošto im orbite nisu iste, merenja pomoću satelita pružila su dosta precizne podatke o temperaturi i njenim promenama u višim slojevima termosfere i u egzosferi.

Zahvaljujući usavršavanju i sve široj primeni metoda direktnog merenja, danas je sa velikom preciznošću poznata promena temperature vazduha sa visinom i u visokoj atmosferi. Ona je u izvesnoj meri promenljiva sa geografskom širinom i u toku vremena, a u proseku je kao na slici 4. Iznad stratosferske inverzije koja se, kao što je već navedeno, završava na visini od 50-55 km,temperatura u mezosferi sa visinom opada. Na gornjoj granici ovog atmosferskoj sloja, tj.u zoni mezopauze,na visini od oko 80-85 km,temperatura dostiže opet veoma niske vrednosti od

$-75^{o}C$ do $-90^{o}C$. Takva promena temperature objašnjava se odsustvom ozona, tj. malom apsorpcijom Sunčevog zračenja od vazduha u mezosferi.

U termosferi temperatura ponovo raste zbog pojačane apsorpcije Sunčevog ultraljubičastog zračenja i X (iks) zračenja, koji uslovljavaju disocijaciju molekula kiseonika i u izvesnoj meri molekula azota. U početku je ovaj porast temperature vazduha sa visinom veoma spor, tako da ona sa negativnim vertikalnim gradijentom od $\gamma = -0,5^{o}C/100$ m dostiže na visini od 120 km vrednost od oko $100^{o}-120^{o}C$. Iznad te visine temperatura nastavlja veoma brzo da raste i na visini od oko 400 km ona dostiže $1\,200^{o}-1\,400^{o}C$, a na još većim visinama čak $3\,000^{o}-4\,000^{o}C$.

Merenja pomoću raketa i satelita potvrdila su da na velikim visinama postoje znatna kolebanja temperature vazduha, i to i godišnja i dnevna. Tako je, na primer, utvrdjeno da temperatura molekula i atoma vazduha na visini od 800 km danju iznosi oko $2\,000^{o}C$, a noću oko $1\,000^{o}C$.

4.8. OPŠTA RASPODELA TEMPERATURE VAZDUHA NA ZEMLJI

Za mnoge naučne i praktične svrhe veoma je značajno poznavati geografsku raspodelu meteoroloških elemenata u nekoj užoj oblasti, na nekom kontinentu i okeanu, na jednoj polulopti ili na Zemlji kao celini. Kada se govori o raspodeli temperature vazduha, ako drugačije nije naglašeno, uvek se podrazumeva raspodela odnosno promena u horizontalnom pravcu njenih vrednosti koje su izmerene u meteorološkom zaklonu na 2 m visine.

Kada bi Zemljina površina bila homogena i ravna, kada bi atmosfera svuda bila istog sastava, tj. iste prozračnosti sa Sunčevo i Zemljino zračenje, promena temperature vazduha u horizontalnom pravcu bila bi veoma jednostavna. U takvim idealnim uslovima geografska raspodela temperature vazduha bi zavisila samo od raspodele toplotne energije poreklom sa Sunca. Pošto bi svaki uporednik, u svakoj tački preseka sa meridijanima, raspolagao se istom količinom toplotne energije, koja bi imala isti toplotni efekat, on bi u tim idealnim uslovima na celoj svojoj dužini imao istu srednju dnevnu, srednju mesečnu, srednju sezonsku i godišnju temperaturu vazduha. Prema tome temperatura vazduha bi se pravilno smanjivala od ekvatora prema polovima, zadržavajući na svim meridijanima iste vrednosti horizontalnih gradijenata. Posebno prikazivanje geografske raspodele temperature vazduha u takvim uslovima ne bi bilo potrebno, jer bi se ona u svakom trenutku ili periodu za svaku tačku na Zemlji mogla matematički odrediti, tj. izračunati. Medjutim, iz dosadašnjih izlaganja u prethodnom i ovom poglavlju, sasvim je jasno da je promena temperature vazduha u horizontalnom pravcu veoma složena. Vrednosti ovog meteorološkog elementa, zbog toga što je bilans zračenja toplote pod uticajem niza činilaca veoma promenljiv, mogu se na istom uporedniku, na neznatnim rastojanjima, koja se negde mere čak metrima, veoma mnogo razlikovati. Prema tome, za razumevanje mnogih atmosferskih stanja,

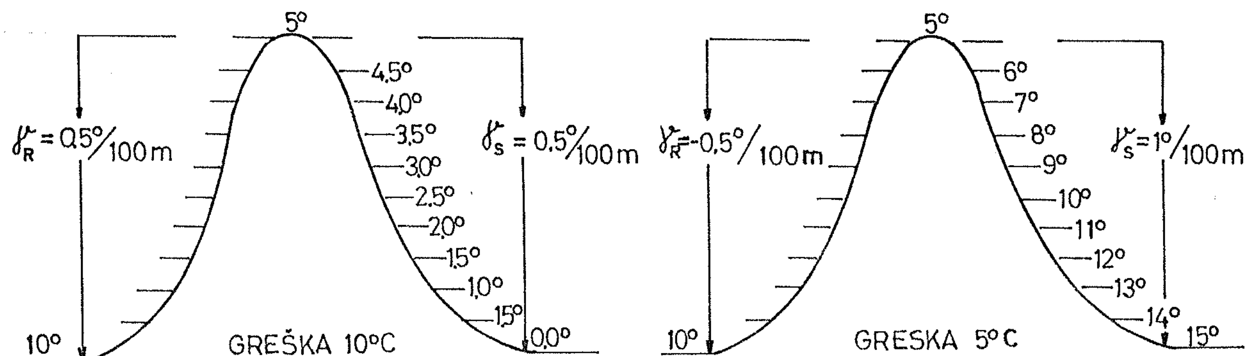
procesa i pojava neophodno je dobro poznavati tu složenu raspodelu temperature prizemnog sloja vazduha.

Da bi geografska raspodela posmatranog meteorološkog elementa bila pregledna, tj. da bi njene karakteristike bile lako uočljive, najčešće se ona za željenu oblast prikazuje kartografski. To se postiže izvlačenjem izolinija tog meteorološkog elementa na specijalnim geografskim kartama, tj. linija koja povezuje mesta sa njegovim istim vrednostima, čime se dobija tzv. polje meteorološkog elementa. Polje temperature vazduha, o kome je reč u ovom paragrafu, a koje je nesumnjivo jedno od najznačajnijih, prikazuje se pomoću izolinija koje se nazivaju <u>izoterme</u> i to na tzv. izotermičnim kartama. U te svrhe se koriste izmerene i statistički obradjene vrednosti temperature vazduha sa stotina i hiljada meteoroloških stanica. Pošto se meteorološke stanice nalaze na različitim nadmorskim visinama i prema tome na njima su različite temperature vazduha, kod izvlačenja izotermi se mora uvažavati njena promena sa visinom. To znači da će izotermičke karte prikazivati tzv. polje stvarne temperature, u kome će se odraziti i promena ovog meteorološkog elementa sa visinom u predelima koji su vertikalno razudjeni.

Veoma retko, i to samo kada se geografska raspodela temperature vazduha želi prikazati u grubom iznad velikih prostranstava i na kartama manjih razmera, sve njene vrednosti se svode na jedan nivo i to najčešće morski. Time se postiže izvesna uporedljivost vrednosti, ali se čine i znatne greške jer se za svodjenje na isti nivo koristi za sve oblasti i sve periode isti vertikalni gradijent temperature vazduha. Najčešće je to $\gamma = 0,5^{o}/100$ m. Medjutim, kao što je već naglašeno, vertikalni gradijent je veoma promenljiva veličina koja može čak na neznatnim rastojanjima imati vrednosti veće i manje od $0,5^{o}C/100$ m, a u nekim slučajevima vrednost 0 ili negativnu vrednost. Naročito se velike greške čine u slučaju postojanja ovih poslednjih, jer svodjenjem sa $\gamma = 0,5^{o}/100$ m u takvim uslovima promene sa visinom temperatura vazduha dobija nerealno visoku vrednost i stvaraju se razlike u horizontalnom pravcu koje stvarno ne postoje (slika 38). Zbog toga se ovaj način prikazivanja polja temperature vazduha danas veoma retko koristi. Ukoliko se to čini izbegava se korišćenje vrednosti temperatura vazduha sa stanica koje se nalaze na većim nadmorskim visinama, a naročito sa onih koje se nalaze u konkavnim oblicima zemljišta.

Da bi se u što je moguće većoj meri razumela geografska raspodela temperature vazduha, o kojoj će se govoriti na kraju ovog paragrafa, neophodno je poznavati još neke činioce koji utiču na njene vrednosti u lokalnim i regionalnim razmerama. Osim glavnih činilaca koji imaju uticaj planetarnih razmera, kao što su upadni ugao Sunčevog zračenja, prozračnost atmosfere i različit sastav Zemljine površine, na temperaturu vazduha u lokalnim i regionalnim razmerama posebno utiču orografija, biljni i snežni pokrivač, kopnene vode, velika gradska područja i okeanske struje.

Važno je napomenuti da svi ovi činioci ili modifikatori, kako ih još nazivaju pošto modifikuju (menjaju) raspodelu temperature u odnosu na onu koja bi bila samo uslovljena Sunčevim zračenjem, utiču i na raspodelu drugih meteoroloških elemenata i pojava.



Slika 38.- Primer nastajanja greške, pri svodjenju temperature vazduha pomoću stalnog vertikalnog gradijenta ($\gamma = 0{,}5^{\circ}/100$ m) kada je stvarni vertikalni gradijent (γ_s) manji i veći od njega

4.8.1. Lokalni i regionalni činioci geografske raspodele temperature vazduha

Iz izlaganja u prethodnom poglavlju moglo se zaključiti da planinski predeli uopšte, zahvaljujući različitom obliku zemljišta, imaju znatan uticaj na raspodelu temperature vazduha. Povoljni uslovi za obrazovanje jezera hladnog vazduha u dolinama i kotlinama nisu jedini uticaj kojim orografija menja toplotno stanje prizemnog sloja vazduha. U planinskim predelima, zbog veoma različite raspodele Sunčeve zračne energije zavisno od ekspozicije i nagiba zemljišta, kao i zbog veoma velikog uticaja orografije na fizičke osobine vazduha koji se kreće u horizontalnom i vertikalnom pravcu, vrednosti i kolebanja svih meteoroloških elemenata su dosta izmenjeni u odnosu na uslove koji vladaju iznad ravničarskih predela i okeana. To se naročito odnosi na temperaturu vazduha.

Temperatura vazduha i u planinskim područjima opada sa visinom, izuzev pri pojavi izotermija i inverzija, što je inače dosta često u takvim predelima. Vertikalni gradijenti su kao i u slobodnoj atmosferi veći danju i leti, nego noću i zimi. Veći su u proleće nego u jesen. To znači da se u planinskim predelima sa povećanjem nadmorske visine više povećava svežina leta i proleća, nego hladnoća zime i jeseni, što se može videti iz podataka u Tabeli 22 (potparagraf 4.6.2). Vrednost vertikalnih gradijenata temperature vazduha u planinskim predelima ne menja se samo sa godišnjim dobom, već mnogo više koleba nego u slobodnoj atmosferi u kraćim vremenskim intervalima i čak na malim rastojanjima.

Izrazita karakteristika režima temperature vazduha u planinskim predelima je već pomenuta i objašnjena pojava "jezera hladnog vazduha". Zbog ove pojave dosta često su noću i zimi planinski vrhovi topliji od niželežećih dolina i kotlina, kao i od kotlina i dolina na istoj nadmorskoj visini. Danju i leti, kada su inverzije retke, razlika u temperaturi je obratna. Zbog toga dnevna i godišnja kolebanja temperature vazduha u predelima sa složenim topografskim uslovima imaju specifična obeležja. To je još krajem XIX veka otkrio veliki ruski meteorolog - klimatolog Vojejkov (Aleksandar Vojejkov). On je tada postavio pravilo da i najmanji i najplići udubljeni (konkavni) oblici zemljišta uvećavaju dnevne i godišnje amplitude temperature vazduha, dok ih ispupčeni (konveksni) oblici zemljišta smanjuju. On je ustanovio da su na istoj nadmorskoj visini, pri ostalim uslovima , noću najhladnije kotline i doline, a zatim visoravni, a vrhovi najtopliji. Danju je situacija obrnuta. Vrhovi su tada najhladniji, a kotlina i doline najtoplije. Vojejkov je ovo objasnio većom površinom hladjenjai zagrevanja vazduha u kotlinama, dolinama i na visoravnima u odnosu na vrhove. Takodje je ukazao da je tome uzrok i duži dodir vazduha sa termički aktivnom podlogom u konkavnim oblicima zemljišta, zbog njegovog dužeg zadržavanja u uslovima čestih tišina i slabih vetrova. Nasuprot ovome razmena toplotne energije izmedju vazduha i podloge je veoma kratkotrajna na konveksnim oblicima zemljišta zbog pojačanih vetrova. Većem kolebanju temperature vazduha u konkavnim oblicima zemljišta znatno doprinosi i noćno taloženje hladnog vazduha.

Treba napomenuti da su u odnosu na ostale konkavne oblike zemljišta uslovi u uskim kanjonima i klisurama nešto drugačiji. U njima je danju temperatura niža nego na okolnim konveksnim oblicima zemljišta zbog neznatnog dolaska Sunčeve zračne energije.

Izvestan uticaj na složenost raspodele temperature vazduha u planinskim predelima ima veća sadržina vodene pare, kao i češći i intenzivniji procesi kondenzacije i sublimacije. Ovaj poslednji uticaj nije značajan samo zbog oslobadjanja latentne toplote, već i zbog smanjenja prozračnosti atmosfere.

U stvaranju znatnih razlika u temperaturi vazduha i na neznatnim rastojanjima ima uticaja i nehomogenost planinskog terena. U planinama se zone šuma i livada nalaze u neposrednoj blizini golog stenja. Snežni i ledeni pokrivač nisu svuda pojava samo jednog dela godine. Oni se na visokim planinama, iznad tzv. granice većitog snega i leda, čak i u manjim geografskim širinama zadržavaju neprekidno. Svaka od tih površina termički deluje različito na prizemni sloj vazduha i uslovljava razlike u njenoj temperaturi i u veličini vertikalnih gradijenata.

Značajno je napomenuti da se vrednosti kolebanja temperature i vertikalnih gradijenata razlikuju izmedju vazduha iznad planinskih padina i na odgovarajućim visinama u slobod-

noj atmosferi. Kod ovog prvog se oseća neposredan termički uticaj podloge, za razliku od vazduha u slobodnoj atmosferi čija je podloga udaljena i čiji uticaj brzo slabi sa povećanjem visine. Zbog toga je vazduh iznad padina danju i leti topliji, a noću i zimi hladniji. On se odlikuje većim dnevnim i godišnjim amplitudama temperature nego vazduh odgovarajućih visina slobodne atmosfere.

U prvom delu ovog poglavlja razmotren je uticaj vegetacije i snežnog pokrivača na temperaturu površinskog sloja zemljišta. Već iz toga se moglo zaključiti da se ti uticaji moraju odražavati i na temperaturu vazduha koji se nalazi u dodiru sa njima.

Veličina uticaja vegetacije na temperaturu vazduha zavisi od površine koju ona zahvata i od njene gustine i visine. Prema tome najveći uticaj imaju veliki šumski kompleksi čija je osobina da, apsorbujući i reflektujući Sunčevo i Zemljino zračenje, sprečavaju jače zagrevanje i hladjenje šumskog zemljišta i vazduha u vegetacionom sloju. Zbog toga je ovaj šumski vazduh danju i leti hladniji, a noću i zimi topliji od poljskog vazduha u sloju iste visine. Dnevna amplitude temperature šumskog vazduha su za oko 2^{o}C manje nego iznad polja. Medjutim, gornja površina vegetacije predstavlja termički aktivnu površinu pošto apsorbuje i odaje toplotnu energiju. Vazduh koji se nalazi neposredno iznad nje je zbog toga danju topliji, a noću hladniji od niže i više ležećeg vazduha i od vazduha iznad polja na istoj visini.

Do izvesnog odstupanja od napred opisanih uticaja vegetacije dolazi kod listopadnih šuma u toku zime. Njihov uticaj na temperaturu vazduha u tom periodu skoro potpuno prestaje, pošto su izgubile svoj lisnati deo. Tada je temperatura vazduha u njima i iznad njih ista kao i iznad polja.

Istraživanjima šumskog uticaja na temperaturu vazduha utvrdjeno je da specifični uslovi vladaju na proplancima. Danju je na njima temperatura vazduha nešto viša nego ispod krošnji drveća. Medjutim, noću je ona osetno niža jer se tada, slično kao u konkavnim oblicima zemljišta, na njima taloži rashladjeni vazduh sa okolnih kruna drveća. U uslovima tišina i slabih vetrova, koji preovladjuju u šumama čak i kad je izvan njih vetar dosta jak, obrazuje se tada neka vrsta šumskog jezera hladnog vazduha.

Na toplotno stanje šumskog vazduha utiče i povećan utrošak toplotne energije na isparavanje koje se ne vrši samo se površine zemljišta, već i sa svih delova vegetacije. Takodje u odredjenim uslovima na temperaturu vazduha u šumama utiče i latentna toplota kondenzacije i sublimacije. Ovi procesi su nešto češći i intenzivniji u šumama i iznad njih nego iznad polja. To je naročito izraženo u noćnim časovima kada se u šumskim predelima često stvaraju obilne rose, slane i magle.

Predeli pokriveni gustom vegetacijom nemaju samo uticaja na toplotno stanje vazduha u njima , već se taj uticaj zahvaljujući vetrovima prenosi na okolinu, koja zbog toga takodje ima ublažene ekstremne vrednosti temperature vazduha. To je najizraženije danju kada duvaju vetrovi od šuma prema okolnim poljima (paragraf 6.9).

Kao što je poznato, snežni pokrivač po sposobnosti izračivanja raspoložive toplotne energije, koja je nesumnjivo veoma mala, skoro je jednak apsolutno crnom telu. On oda tamnim dugotalasnim zračenjem skoro svu apsorbovanu količinu toplotne energije. Zbog toga i zbog velikog albeda na površini snežnog pokrivača stalno vlada izrazito negativan bilans zračenja, pa prema tome i negativan bilans toplote. Zbog male toplotne provodljivosti snežnog pokrivača, tj. zanemarljivog prenosa toplotne energije iz površinskog sloja zemljišta, čime se onemogućava da se negativan bilans toplote nadoknadi, njegova površinska temperatura je niža za 10^{o}, pa i više od temperature površine golog zemljišta. Prema tome snežni pokrivač može delovati na više ležeći vazduh samo rashladjujuće. Pri ostalim istim uslovima temperatura vazduha je niža za oko $6^{o}C$ kada je tlo pokriveno snegom.

Sličan uticaj ima i ledeni pokrivač, ali je on nešto bolji provodnik toplotne energije. To je naročito značajno kada se on obrazuje na površini reka i jezera, jer ne sprečava u potpunosti prenos magazinirane toplotne energije iz dubljih slojeva vode u više ležeći vazduh. Zbog toga je temperatura vazduha iznad i u bližoj okolini ledom pokrivenih jezera i reka, viša nego u njihovoj široj okolini. Svakako da takav uticaj nemaju kopnene vode koje su zbog male dubine zamrznute skoro u celosti.

S obzirom da velike površine snežnog i ledenog pokrivača u polarnim predelima predstavljaju permanentnu pojavu, može se pretpostaviti da one utiču na temperaturu vazduha i na znatnim rastojanjima. Koliki je njihov rashladjujući uticaj u tim oblastima pokazuje i podatak da se površinska temperatura snega i leda na Antarktiku spušta i do $-93^{o}C$.

O uticaju kopnenih voda nešto je rečeno u potparagrafu 4.6.2. Radi ilustracije ovog uticaja ovde će se izneti još neki podaci o temperaturi vazduha iznad jezera Bajkal, u njegovoj bližoj okolini i na većem rastojanju gde njegov termički uticaj prestaje.

Jezero Bajkal, koje se nalazi u centralnom delu Azije, je veoma duboko (1 740 m) i ima veliku površinu (31 000 km^2). Na 60 km od njega, u Irkutsku, srednja temperatura u januaru je $-21^{o}C$, a apsolutni minimum $-50^{o}C$. Na obali jezera, koje je tada pokriveno ledom, srednja temperatura vazduha ovog najhladnijeg meseca je $-12^{o}C$, a na sredini jezera svega $-9^{o}C$. Minimalna temperatura u zoni uticaja jezera nikad nije bila niža od $-34^{o}C$, a iznad jezera $-22,5^{o}C$.

Uzimajući sve ovo u obzir, pošto na pojedinim delovima kontinenata postoji veliki broj jezera a mnoga od njih su velike površine, kao npr. u severnom delu SAD i u Kanadi, može se zaključiti da ona u takvim oblastima imaju uticaj na raspodelu temperature vazduha ne samo u lokalnim već i u regionalnim razmerama.

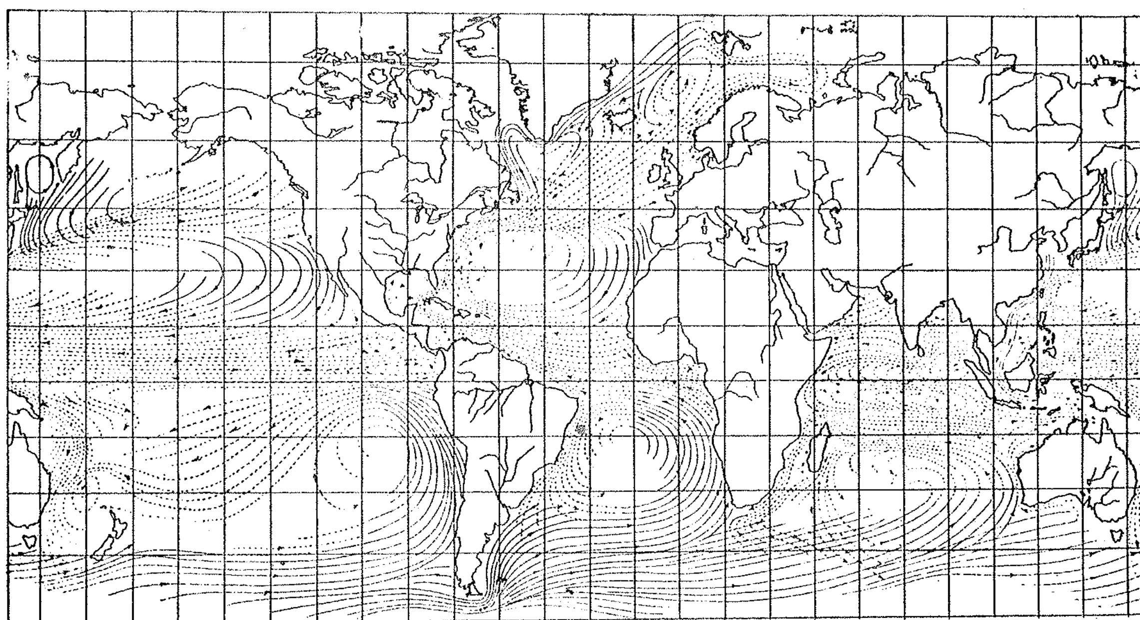
U lokalnim razmerama na raspodelu temperature vazduha utiču i veća urbana i industrijska područja. Leti je to zbog jakog zagrevanja kamena, betona i asfalta, koji se odlikuju malom zapreminskom specifičnom toplotom. Zimi je prirodno toplotno stanje tih područja izmenjeno pojačanim oslobadjanjem toplotne energije i raznih atmosferskih pridodataka u procesima loženja raznih vrsta goriva. Ovome doprinosi i mali utrošak toplotne energije na isparavanje pošto je zemljište pokriveno objektima i asfaltom. Zbog toga su gradska i industrijska područja u toku cele godine toplija od svoje okoline. Srednja godišnja temperatura im je za $0,5^{o}-1^{o}C$ viša od one koja vlada u neporemećenim prirodnim uslovima. U dnevnom periodu gradovi su naročito topliji od okoline u večernjim časovima kada zgrade i druge zagrejane površine odaju toplotu okružavajućem vazduhu. To je posebno izraženo leti.

Do razlika u temperaturi vazduha na morima i okeanima, pa i na kontinentima, osim zbog uticaja geografske širine i prozračnosti atmosfere, dolazi i zbog uticaja tzv. okeanskih struja. Ovi veliki tokovi morske vode, koji nastaju pod delovanjem stalnih vetrova i koji se slično rekama kreću kroz odredjene delove mora i okeana, nemaju samo uticaj na toplotno stanje vazduha koji se nalazi iznad njih. Zahvaljujući vetrovima okeanske struje utiču i na temperaturu vazduha u obalnim područjima, pa čak i u dalekom zaledju nekih kontinenata.

Zavisno od pravca u kom se voda kreće razlikuju se tople i hladne okeanske struje. Kada je tok okeanske struje usmeren prema većim geografskim širinama ona je topla, a kada je tok suprotan radi se o hladnoj okeanskoj struji. Njihov termički uticaj na temperaturu vazduha zavisi u prvom redu od količine raspoložive toplotne energije po jedinici zapremine vode koja se u njima kreće. To znači da tople okeanske struje imaju tim veći uticaj što raspolažu sa većom količinom toplotne energije, a hladne okeanske struje što je njena količina manja. Veličine uticaja okeanskih struja zavisi i od dubine i širine toka, kao i od brzine kretanja vode. Od ovoga poslednjeg zavisi zbog toga što okeanska struja koja se sporije kreće više gubi svoje prvobitne toplotne osobine predajući ili primajući toplotnu energiju. Zbog toga se ona, kada dospe u veće odnosno manje geografske širine, malo razlikuje od temperature ostalog mirujućeg dela okeana. Nasuprot tome brzi tokovi okeanskih struja malo menjaju svoje izvorišne toplotne karakteristike i zbog toga oni i posle dužeg puta ostvaruju značajan uticaj na temperaturu vazduha.

Na slici 39 je prikazan uprošćen sistem okeanskih struja. Iz njega se može zapa-

ziti da postoje dva glavna toka morske vode. U tropskom pojasu, usled delovanja stalnih vetrova istočnog kvadranta, tzv. pasata (paragraf 6.10), teku od istoka prema zapadu ekvatorijalne struje. U umerenom pojasu, gde preovladjuju vetrovi iz zapadnog kvadranta (paragraf 6.10) teku od zapada prema istoku tzv. driftovi zapadnih vetrova. Ove zonalne okeanske struje nemaju poseban uticaj na temperaturu vazduha, jer imaju približno istu temperaturu u svom celom toku sa okolnom mirujućom okeanskom vodom. Nailazeći na kontinente i pod uticajem regionalnih sistema vetrova ovi glavni tokovi morske vode skreću u meridionalnom pravcu i iz njih se izdvajaju brojne tople i hladne okeanske struje. Njihov termički uticaj sa promenom geografske širine postaje sve značajniji jer postaju sve toplije, odnosno hladnije u odnosu na okolnu mirujuću vodu.



Slika 39.- Sistem okeanskih struja (Punim linijama su označeni tokovi hladnih struja, a isprekidanim linijama tokovi toplih struja)

Koliki će uticaj toplih i hladnih okeanskih struja biti na temperaturu vazduha na kontinentima ne zavisi samo od njihovih napred opisanih osobina, već i od preovladjujućih vetrova i orografskih uslova obalnog područja. Ukoliko preovladjuju vetrovi iz pravca okeana, uticaj će biti veći. U protivnom on će se osećati malo, i to samo u obalnom području. Medjutim, i pored povoljnih preovladjujućih vetrova uticaj okeanskih struja može biti ograničen na uzan obalni pojas ukoliko se duž njega pruža visok i kompaktan planinski sistem.

Jedna od najznačajnijih okeanskih struja, koja ima regionalan uticaj na tempera-

turu vazduha, jeste topla Golfska struja. Deo vode ove struje ističe iz Meksikanskog zaliva sa srednjom temperaturom od oko 28°C. To je, u stvari, krak Južnoekvatorijalne struje, koji posle odvajanja od nje protiče kroz Karipsko more i Meksikanski zaliv. Posle isticanja kroz Floridski moreuz, on se spaja sa Severnoekvatorijalnom strujom koja donosi glavnu masu tople vode. Odatle ovaj tok veoma tople vode, pod nazivom Golfska struja, teče velikom brzinom, od oko 155 m/min., pored istočne obale Severne Amerike, sve do 40° - 45° s.g.š. U visini Nju Faundlenda pod uticajem preovladjujućih zapadnih vetrova, Golfska struja skreće prema Evropi. U blizini Evrope brzina joj se smanjuje, ona se širi i račva u više većih i manjih grana. Glavna grana, koja se ponekad naziva i Atlantska struja, teče pored zapadne obale Evrope prema Severnom ledenom okeanu. Temperatura joj se smanjuje, ali u celom toku utiče na toplotno stanje vazduha jer je toplija od vode ostalog dela Atlantskog okeana. Pored Zapadne Evrope ona leti ima srednju temperaturu od 13° - 15°C, a zimi oko 8°C, pa je ona u tim geografskim širinama toplija za 7-8°C od vode Atlantskog okeana. Golfska struja utiče u Barencovo more i teče do Špicbergena, pa čak i do Karskog mora, čineći ovaj polarni deo znatno toplijim nego što bi to bilo samo sa raspoloživom toplotnom energijom koju donosi Sunčevo zračenje ili vazdušne mase iz manjih geografskih širina.

Golfska struja u Severni Atlantik donosi godišnje oko 80-100 kcal/cm^2 toplotne energije. Koliko je to velika količina pokazuje podatak da Atlantski okean izmedju 40° i 60° s.g.š. godišnje dobija 80-120 kcal/cm^2 Sunčeve zračne energije. Zahvaljujući toj toplotnoj energiji, preovladjujućim zapadnim vetrovima i otvorenosti kontinenta prema Atlantskom okeanu, Golfska struja vrši izvanredno veliki uticaj na temperaturu vazduha u celoj Evropi. To je naročito slučaj u hladnijem delu godine kada ona povećava zagrevajući uticaj Atlantskog okeana. U to doba na istim geografskim širinama Severne Amerike, a naročito Azije, ne mogu se naći na približno tako visoke temperature, o čemu će se više govoriti u sledećem potparagrafu.

Istraživanjima je utvrdjeno da bi u odsustvu uticaja Golfske struje većina luka Severozapadne Evrope zimi bila pod ledom. Granica večitog polarnog leda bi bila pomerena znatno prema jugu i led bi pokrivao veći deo Norveške, Švedske, Finske i severnog dela SSSR-a. U ostalom delu Evrope zime bi bile osetno hladnije, a leta svežija.

Uticaj ostalih toplih okeanskih struja na temperaturu vazduha je takodje značajan, ali nije ni približno tako veliki kao uticaj Golfske struje. Tako na primer topla okeanska struja Kuro Šio, koja se odvaja od Severnoekvatorijalne struje Tihog okeana i teče pored istočne obale Azije, ima neuporedivo manji uticaj. To je u prvom redu zbog manje količine toplotne energije sa kojom raspolaže njena voda, a koja godišnje iznosi oko 20-30 kcal/cm^2. Tome doprinose i preovladjujući vetrovi sa kopna. Zbog toga je istočna obala Azije mnogo hladnija, i to naročito zimi, od zapadne obale Evrope.

Uticaj hladnih okeanskih struja najbolje reprezentuje veoma hladna Labradorska struja sa kojom se Golfska struja susreće u visini Nju Faundlenda. Ona ističe iz Bafinovog mora kroz Devisov moreuz. Kada susretne Golfsku struju ona ponire i dalje prema jugu teče kao dubinska struja. Koliko je ona hladna najbolje pokazuje to što nosi velike sante leda (ledene bregove), od kojih neki iščezavaju tek u zoni susreta sa Golfskom strujom.

Od izrazito hladnih okeanskih struja treba spomenuti još Peruansku ili Humboltovu struju koja teče pored zapadne obale južnog dela Južne Amerike. Takodje veći uticaj ima i hladna Benguela struja, koja teče pored zapadne obale južnog dela Afrike. Zahvaljujući njenom uticaju i uticaju tople Mozambičke struje, koja teče pored suprotne obale, razlika u temperaturi izmedju zapadne i istočne obale na istoj geografskoj širini iznosi 6^{o} - 8^{o}.

O uticaju drugih toplih i hladnih okeanskih struja moglo bi se još veoma mnogo govoriti, kao na primer da zahvaljujući uticaju prohladne Kalifornijske struje, koja teče pored zapadne obale Severne Amerike, San Francisko (38^{o} s.g.š.) ima istu srednju temperaturu jula kao i znatno severnija mesta na zapadnoj obali Evrope, koja se nalaze čak na 65^{o} s.g.š. Medjutim, detaljno izlaganje njihovog uticaja je predmet razmatranja klimatologije.

Kada se uzmu u obzir svi činioci od kojih zavisi temperatura vazduha, lako se može pretpostaviti koliko je složena njena geografska raspodela, tj. koliko se ona razlikuje od idealnih uslova koji su opisani u uvodnom delu ovog paragrafa. Medjutim, svi opisani činioci polja temperature vazduha regionalnih i lokalnih razmera mogu se uočiti samo na kartografskim prikazima velikih razmera. Na kartama izotermi malih razmera, koji još pokazuju geografsku raspodelu temperature na velikim površinama, mogu se uočiti samo uticaji većih činilaca koji imaju bar regionalne razmere.

4.8.2. Srednja raspodela temperature vazduha na Zemlji u ekstremnim mesecima

Kada se želi ukazati samo na najvažnije karakteristike geografske raspodele temperature vazduha iznad nekog dela Zemljine površine, ili na Zemlji kao celini, tj. kada nema mogućnosti ili razloga da se ona prikaže za sve mesece ili godišnja doba, onda se to najčešće čini za termički ekstremne mesece - januar i juli. S obzirom da se u opštoj meteorologiji najčešće prikazuju polja meteoroloških elemenata na celoj Zemljinoj površini radi sagledavanja atmosferskih stanja i zbivanja u globalnim razmerama, i ovde će se to učiniti sa poljem temperature vazduha. Medjutim, pre nego što se predje na njegovo prikazivanje za januar i juli, neophodno je upoznati se sa nekim njegovim opštim karakteristikama.

Naučnik Majnardus je još 1915. god. izračunao srednje temperature vazduha za svakih 10^o severne i južne geografske širine. Zahvaljujući stalnom povećanju broja merenja u svim geografskim širinama, ovi podaci su kasnije više puta korigovani i iz njih se može zaključiti sledeće:

1. Temperatura vazduha raste u toku cele godine od polarnih predela prema ekvatoru. Medjutim, ona nema najvišu srednju godišnju vrednost u pojasu najviših položaja Sunca u toku godine, već u pojasu oko povratnika. Uzrok manjem zagrevanju vazduha u ekvatorijalnoj oblasti jesu znatno veća oblačnost, veća količina vodene pare u vazduhu i veći utrošak toplotne energije na isparavanje nego u suvim i vedrim suptropskim oblastima.

2. Toplotni ili termički ekvator, tj. uporednik sa najvišom srednjom godišnjom temperaturom ne poklapa se sa geografskim ekvatorom, već se nalazi na 10^o s.g.š. To znači da se pojas najviših temperatura praktično cele godine nalazi na severnoj polulopti. U julu se termički ekvator poklapa sa 20^o s.g.š. U januaru on zauzima svoj najjužniji položaj, poklapajući se jedino tada sa geografskim ekvatorom. Razlog tome je veća kontinentalnost severne polulopte, koja se zbog znatno većeg prisustva kopnenih površina nego na južnoj polulopti*) znatno više od nje zagreva u toku svog leta. Posebno je to izraženo u suptropskim kontinentalnim delovima, gde osim preovladjujućeg vedrog vremena, tome pogoduju gole peščane i kamenite površine. Svakako da se severna polulopta, zahvaljujući svojoj većoj kontinentalnosti, jače hladi u toku svoje zime nego južna, više okeanska polulopta. Ove termičke razlike izmedju polulopti, koje su uslovljene sastavom njihove površine, uočljive su iz podataka u Tabeli 25.

Tabela 25. Srednja temperatura vazduha i njeno godišnje kolebanje na poluloptama i Zemlji kao celini

	Januar	J u l	Godina	Godišnja amplituda
Severna polulopta	$8,1^o$	$22,4^o$	$15,2^o$	$14,3^o$
Južna polulopta	$17,8^o$	$9,7^o$	$13,3^o$	$8,1^o$
Zemlja kao celina	$12,6^o$	$16,0^o$	$14,3^o$	$3,4^o$

Iz ove tabele može se zaključiti da je viša srednja godišnja temperatura vazduha severne polulopte uslovljena osetno višom letnjom temperaturom od one koju ima južna polulopta. Naime, ona je u najtoplijem mesecu viša za $4,6^oC$, a u najhladnijem niža za svega $1,6^oC$.

Veća kontinentalnost severne polulopte naročito je izražena većom godišnom amplitudom temperature vazduha. Ona je na njoj za preko 6^oC veća nego na južnoj polulopti. Medjutim, uzrok tome nije samo ukupno veća kopnena površina, već i ogromna jedinstvena kontinentalna masa, koju čine Evropa i Azija, pa i severni deo Afrike, koji je od njih odvojen relativno malom površinom Sredozemnog mora. Zbog toga je na znatnim delovima te velike kontinentalne površine uticaj mora i okeana zanemarljiv i oni imaju izrazito kontinentalni režim temperature vazduha. Za razliku od ovoga izmedju daleko manjih kontinenata ili delova kontinenata na južnoj

*) Na severnoj polulopti kopno zauzima 39% površine, a na južnoj polulopti svega 19%.

polulopti nalaze se prostrane okeanske površine, čije vode zapljuskuju njihove obale u celini ili njihov najveći deo. Zahvaljujući tome režim temperature vazduha na ovim kontinentalnim površinama je pod daleko većim maritimnim uticajem. To je razlog što je na primer severni deo Afrike osetno topliji leti, a i hladniji zimi od odgovarajućih godišnjih doba u njenom južnom delu, koji se zbog manje površine i udaljenosti od drugih kontinenata nalazi pod daleko većim okeanskim uticajem.

Ostali zaključci koji proizlaze iz izračunatih srednjih temperatura po širinskim pojasevima Zemlje su:

3. Horizontalni meridionalni gradijent temperature vazduha*) veći je na severnoj nego na južnoj polulopti, pošto je na ovoj drugoj homogenija podloga u kojoj preovladjuje okean. U toku toplijeg dela godine meridionalni gradijent temperature vazduha je na obe polukugle manji nego u njenom hladnijem delu. Uzrok tome je letnji porast temperature vazduha u polarnim predelima, koji u tom delu godine primaju izvesnu količinu toplotne energije. Istovremeno temperatura vazduha u tropskom pojasu, kao što je poznato, veoma malo koleba u toku godine. Tako, na primer, na severnoj polulopti izmedju polarnih i ekvatorijalnih predela razlika u srednjoj temperaturi najhladnijeg meseca iznosi oko 68°C, a u srednjoj temperaturi najtoplijeg meseca oko 29°C.

4. Temperatura vazduha u tropskom pojasu, i to tim više što je veća blizina ekvatora, stalno je niža u odnosu na onu koju bi taj pojas trebalo da ima ceneći raspoloživu količinu Sunčeve zračne energije. Nasuprot ovome u višim geografskim širinama, i to tim više što je veća blizina pola, temperatura je osetno viša od one koja bi bila uslovljena prihodom Sunčeve zračne energije. Samo je oko 35° g.š. temperatura vazduha približno onakva kakva bi bila pod uticajem primljene toplotne energije sa Sunca. Na ekvatoru je ona u srednjoj godišnjoj vrednosti niža za oko 13°C. Naime, trebalo bi da bude oko 39°C, a srednja vrednost joj je oko 26°C. U pojasu izmedju 70° i 90° g.š. ima vrednost od oko -22°C, a trebalo bi da bude negde oko -45°C. Ovo smanjenje termičkih razlika pol-ekvator je uslovljeno stalnom razmenom vazdušnih masa izmedju viših i nižih geografskih širina u opštoj cirkulaciji atmosfere o kojoj će se govoriti u Glavi 6 (paragraf 6.10). Ovome doprinosi i prenos termičkog uticaja viših i nižih geografskih širina preko tokova toplih i hladnih okeanskih struja.

Radi potpunijeg sagledavanja opisanih opštih karakteristika polja temperatura na Zemlji, u Tabeli 26 su prikazane srednje temperature januara, jula i godine na svakih 10° severne i južne geografske širine.

---

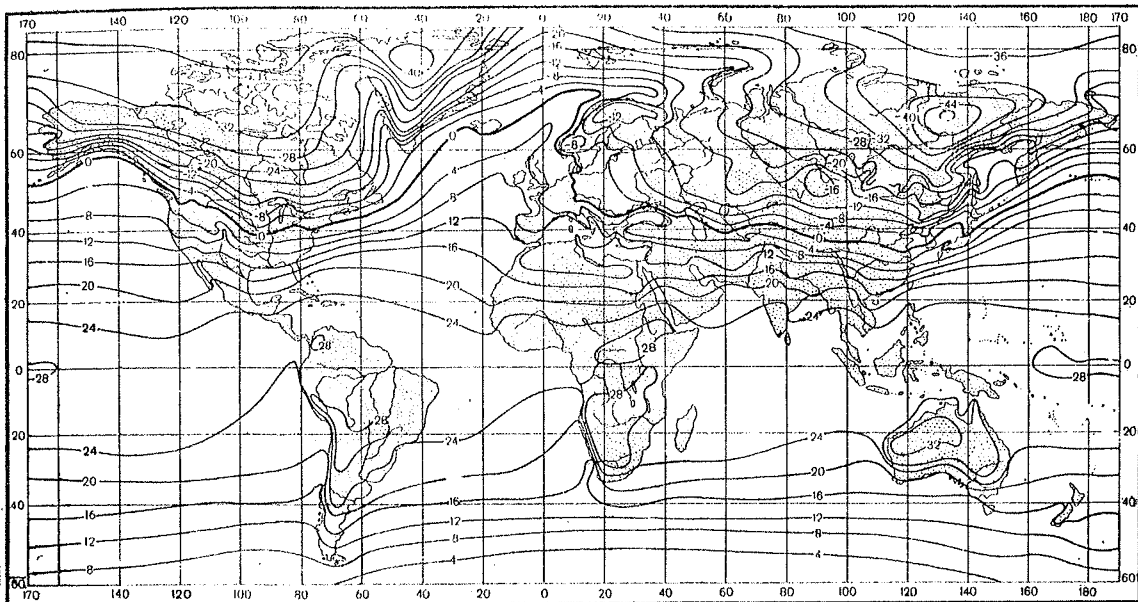
*) Promena temperature vazduha u meridionalnom pravcu na 111 km, što odgovara širini jednog meridionalnog stepena na ekvatoru.

Tabela 26. Srednja temperatura januara, jula i godine (u °C)

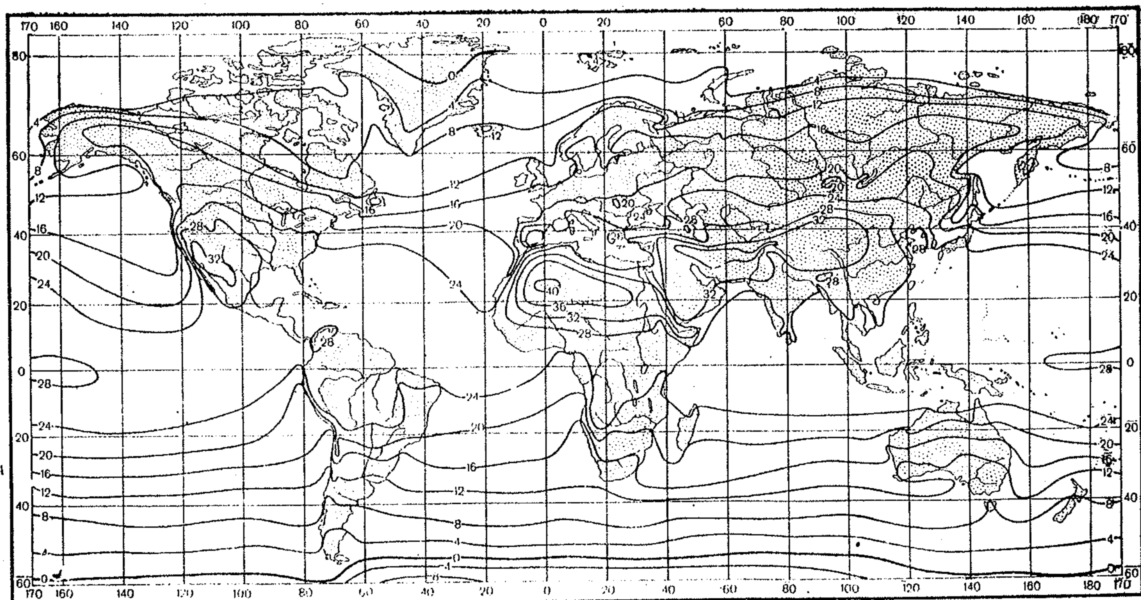
Geografska širina	Januar	J u l	Godina	Godišnja amplituda
Severni pol	-36,0	0,0	-19,0	36,0
80° s.g.š.	-32,2	2,0	-17,2	34,2
70°	-26,9	7,2	-10,4	34,1
60°	-16,4	14,0	-0,6	30,4
50°	-7,7	18,1	5,4	25,8
40°	4,6	23,9	14,0	19,3
30°	13,8	26,9	20,4	13,1
20°	21,8	27,3	25,0	5,5
10°	25,4	26,1	26,0	0,7
Ekvator	25,0	25,6	25,4	0,6
10° j.g.š.	25,2	23,6	24,7	1,6
20°	25,3	20,1	22,8	5,2
30°	22,6	15,0	18,3	7,6
40°	15,3	8,8	12,0	6,5
50°	8,4	3,0	5,3	5,4
60°	2,1	-9,1	-3,4	11,2
70°	-3,5	-23,0	-13,6	19,5
80°	-10,8	-39,5	-27,0	28,7
Južni pol	-13,8	-48,0	-33,0	34,2

Geografska raspodela srednjih temperatura vazduha za januar i jul, koja je dobijena na osnovu dugogodišnjih merenja, prikazana je na slikama 40 i 41. Detaljna analiza karakteristika ovih polja temperatura vazduha predstavlja delokrug klimatologije. Zbog toga će se ovde dati samo njihove najznačajnije karakteristike. Radi kompleksnog sagledavanja promena u raspodeli temperature vazduha od hladnijeg prema toplijem delu godine i obratno, ovaj kraći prikaz njenih karakteristika daće se posebno za severnu, a posebno za južnu poluloptu.

Na severnoj polulopti, zahvaljujući već više puta napomenutoj velikoj nehomogenosti Zemljine površine, raspodela srednjih temperatura je daleko složenija nego na južnoj polulopti. To se naročito ogleda u velikom odstupanju izotermi od zonalnog pravca pružanja, i to zavisno od doba godine i podloge prema većim i prema manjim geografskim širinama. One pri prelasku sa kopna na more, i obratno, nad znatnim površinama dobijaju više ili manje meridionalan pravac pružanja. To ukazuje na veoma brzu promenu temperature vazduha u zonalnom pravcu.



Slika 40.- Raspodela srednjih temperatura vazduha na Zemlji u januaru, prema V.M. Skljarovu



Slika 41.- Raspodela srednjih temperatura vazduha na Zemlji u julu, prema V.M. Skljarovu

U januaru (slika 40) odstupanje izotermi od uporedničkog pravca pružanja posebno je izrazito u umerenom i polarnom pojasu. One se iznad toplijih okeana, a naročito u zoni uticaja toplih okeanskih struja, podižu prema većim geografskim širinama. Nasuprot ovome iznad tada hladnih kontinenata spuštaju se okomito prema jugu. Zapaža se da je ovo podizanje izotermi naročito veliko pored zapadnih obala, a spuštanje iznad središnih i istočnih delova kontinenata. To je posledica preovladjujućih zapadnih vetrova u umerenim geografskim širinama (paragraf 6.10). Oni u toku zime u zapadne delove kontinenata donose topli okeanski vazduh, a u istočne hladan vazduh kontinentalnog porekla. Zbog toga se, na primer, u ovom srednjem zimskom mesecu izoterma od -20°C na istočnoj obali Azije spušta do 45° s.g.š. Ovaj uporednik prolazi i kroz našu zemlju i oko njega u nizijama su srednje januarske temperature u kontinentalnom delu -0,2 do -1,0°, a na Severnom Primorju od 5,0° do 5,5°C. U tada najhladnijim planinskim predelima naše zemlje iznad 2 000 m, one nisu niže od -9°C (Kredarica na 2 514 m -8,7°C, Bjelašnica na 2 067 m - 7,4°C). Na zapadnoj obali Evrope, s obzirom na veoma jak uticaj toplog Atlantskog okeana koji je pojačan uticajem Golfske struje, srednja januarska temperatura na 45 s.g.š. je oko 8°C, a izoterma od -20°C nalazi se čak na 84° s.g.š., tj. u polarnoj oblasti. Izoterma od 0°C je tada u ovoj oblasti uzdignuta do polarnog kruga.

Sve značajnije karakteristike promene temperature vazduha u zonalnom pravcu od zapadne obale Evrope do istočne obale Azije, koje su uslovljene uticajem okeana i okeanskih struja, same kopnene površine i preovladjujućih vetrova, vidne su iz podataka sa odabranih meteoroloških stanica oko 60° s.g.š., u Tabeli 27.

Slične promene temperature vazduha u zonalnom pravcu, tj. slično pružanje izotermi kao iznad Evroazije postoji iznad Severne Amerike,gde se izoterme takodje pored zapadne obale nalaze polarnije nego iznad istočne. Iznad samog kontinenta se spuštaju prema manjim geografskim širinama i zauzimaju najjužniji položaj u njegovom istočnijem delu. To znači da temperatura vazduha od zapadne obale brzo opada prema unutrašnjosti kontinenta, gde dostiže najnižu vrednost. Odatle raste prema istočnoj obali, gde je, zbog već pomenutog uticaja preovladjujućih vetrova sa kopna, osetno niža nego na istom stepenu geografske širine zapadne obale.

Najhladniji predeli severne polulopte u januaru su severni delovi Kanade, Grenland i severoistočni deo Sibira (Jakutija). U svim tim oblastima srednje januarske temperature su ispod -25° i -30°C, a dostižu i do -40°, -50°C. U Jakutiji se nalazi najhladnija oblast severne polulopte i sekundarni svetski pol hladnoće. U mestu Verhojansk (67°33' s.g.š. i 133°24' i.g.d), koje se nalazi u dolini reke Jane, zbog veoma intenzivnog radijacionog hladjenja vazduha i njegovog položaja u uslovima preovladjujućeg vedrog vremena srednja temperatura januara iznosi -46.8°C, a apsolutni minimum -68°C. U mestu Omjekon (63°3' s.g.š. i 143°2' i.g.d.),

koje se nalazi u dolini reke Indigirke 700 km južnije, temperature su zimi niže nego u Verhojansku. Tamo je srednja januarska temperatura -47,2°C, a apsolutni minimum oko -72°C. U Severnoj Kanadi i na Grenlandu izmereni su apsolutni minimumi temperature vazduha ispod -60°C. Na primer takve vrednosti su izmerene u dolini reke Mekenzi, u blizini polarnog kruga. U mestu Gud Houp apsolutni minimum je -61.7°C, a unutrašnjosti Grenlanda on je -65°C.

U skoro celom kontinentalnom delu naše zemlje, sem u južnom delu Hercegovine i Crne Gore, apsolutni minimumi su niži od -25°C, a u njegovom severnom delu do -30°C, pa i niže. Najniže temperature su izmerene na visoravnima i u visinskim kotlinama. Tako npr. na Pešterskoj visoravni, u Sjenici (1 015 m), izmereno je -38°C, a u kotlini Veliko Polje na Igmanu (1 189 m) - 41,2°C.

Koliki je uticaj okeana i toplih okeanskih struja na neke delove severne polulopte u toku zime pokazuje i podatak da kada u Jakutiji vladaju tako surovi temperaturni uslovi u severnom delu Atlantskog okeana, na približno istoj geografskoj širini Verhojanska i Omjekona, vladaju izuzetno blage zime kao što se može videti i iz Tabele 27. Tako je, na primer, srednja temperatura januara na Farskim ostrvima 3,3°C, a na Orknejskim ostrvima 3,9°C. Koliko tada temperatura vazduha brzo opada od obale prema unutrašnjosti kontinenta pokazuju i podaci iz Tabele 19. i Tabele 20.

Tabela 27. Promene temperature vazduha u toku godine na zonalnom profilu kroz Evroaziju oko 60° s.g.š.

Stanica	Geografska dužina	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	God.	Amp.	Uticaj
Toršavn	06°45'z.	3,9	3,7	4,6	5,4	7,3	9,2	11,0	11,1	10,0	7,9	6,1	5,0	7,1	7,2	M
Bergen	05°19'i.	1,5	1,3	3,1	5,8	10,2	12,6	15,0	14,7	12,0	8,3	5,5	3,3	7,8	13,7	M
Lenjingrad	30°18'i.	-7,6	-7,9	-4,3	3,3	9,9	15,4	18,4	16,8	11,2	5,1	-0,2	-4,4	4,6	26,0	M
Tobolsk	68°11'i.	-18,5	-17,3	-10,8	1,3	9,6	16,0	18,1	15,7	9,4	1,6	-9,4	-16,8	-0,9	36,6	K
Podkamenjaja Tunguska	90°00'i.	-24,2	-21,1	-13,9	-2,4	4,9	13,5	17,4	13,8	7,5	-1,8	-16,0	-23,6	-3,8	41,6	K
Jakutsk	129°45'i.	-42,7	-36,6	-23,2	-6,9	6,6	16,1	19,5	15,5	6,3	-7,9	-28,4	-39,8	-10,1	62,2	K
Ohotsk	143°12'i.	-22,4	-19,2	-14,2	-5,4	1,4	6,4	11,9	13,1	8,7	-2,1	-13,5	-20,1	-4,6	45,5	M
Apuka	169°35'i.	-11,5	-12,8	-11,7	-5,5	0,8	6,0	9,8	10,7	6,7	-1,2	-7,5	-11,8	-2,3	22,2	M

U januaru u blizini ekvatora izoterme se pružaju mnogo zonalnije i srednja temperatura vazduha se kreće od 24° do 28°C. Iz ovih podataka se može zaključiti da razlike u srednjoj temperaturi najhladnijeg meseca severne polulopte izmedju pola hladnoće u Jakutiji i ekvatora iznose skoro 80°C.

U julu (slika 41.) je meridionalni gradijent mnogo manji, pa prema tome je manja i gustina izotermi. U polarnim predelima samo manji deo ima srednju temperaturu ispod 0°C, dok ona tada u ekvatorijalnoj oblasti iznosi 26-27°C. Razlika u srednjoj temperaturi izmedju tada najtoplije i najhladnije oblasti severne polulopte je upola manja nego u januaru i iznosi oko 40°C.

U ovom srednjem letnjem mesecu severne polulopte raspodela temperature vazduha je uopšte jednostavnija. Izoterme se pružaju više zonalno, što znači da su termičke razlike izmedju kopna i okeana mnogo manje leti nego zimi, što se može zaključiti iz napred navedenih tabela. Ipak se zbog veće zagrejanosti kontinenata izoterme iznad njih podižu prema većim geografskim širinama, a iznad hladnijih okeana spuštaju prema jugu. Temperatura vazduha tada raste prema unutrašnjosti kontinenta, a opada prema pučini. Čak u Jakutiji srednja temperatura jula iznosi 15-20°C (Verhojansk 15,7°), što doprinosi da ova oblast ima najveće godišnje amplitude temperature vazduha na svetu, koje prelaze 60°C.

Najtoplije oblasti severne polulopte u toku leta su pustinje Severne Afrike, Jugozapadne i Srednje Azije i jugozapadnog dela Severne Amerike. Srednja temperatura jula u njima se kreće od 32° do 38°C, a u središnjim delovima alžirske Sahare čak i nešto preko 40°C. Apsolutni maksimumi u tim oblastima prelaze 50° i dostižu i do blizu 60°C. Tako npr. u oazi Vargla u alžirskoj Sahari izmereno je 53°C, u Nagoj pustinji u Iranu 59°C, a u mestu Acicija u Libijskoj pustinji i u Dolini smrti u Kaliforniji oko 58°C. U našoj zemlji apsolutni maksimumi temperature vazduha su, osim u planinskim predelima, iznad 35°C, a u znatnom broju kontinentalnih mesta i iznad 40°C. Tako npr. apsolutni maksimum je u Jaši Tomiću 44,0°C, Beogradu 42,1°C, Kraljevu 44,3°, Sm. Palanci 43°C, Demir Kapiji 44,5°, Mostaru 43,0°, itd.

Na južnoj polulopti, zbog preovladjujuće okeanske površine, geografska raspodela temperature vazduha je dosta jednostavnija i izoterme se pružaju više uporednički nego na severnoj polulopti.

U julu (slika 41), srednjem zimskom mesecu južne polulopte, do poremećaja u zonalnom pružanju izotermi dolazi tek u blizini obala zbog uticaja hladnih i toplih okeanskih struja, kao i na samim kontinentima zbog njihovog rashladjujućeg uticaja. Do najvećih odstupanja

dolazi uz zapadne obale, pored kojih protiču hladne okeanske struje (Južna Amerika-Perunska struja, Afrika-Benguela struja i Australija-Zapadnoaustralijska struja). Zahvaljujući ovim strujama u zonama njihovog uticaja vladaju relativno niske temperature i u tropskom pojasu. Nasuprot tome pored istočnih obala, koje su pod uticajem toplih struja, izoterme se spuštaju prema jugu, tj. ka većim geografskim širinama.

Najhladnija oblast u toku cele godine, a posebno u toku zime, jeste Antarktik. Na ovome ledenom kontinentu, površine kao Evropa i Australija zajedno, vladaju zimi izuzetno niske temperature i na njemu se nalazi svetski pol hladnoće. Na obali Antarktika srednja temperatura jula je -15° do $-35^{\circ}C$, a u centralnom delu oko $-70^{\circ}C$. Apsolutni minimum, koji je ujedno i apsolutni svetski minimum temperature vazduha, izmeren je u sovjetskoj istraživačkoj bazi Vastok (3 240 m, $72^{\circ}1'$ j.g.š. i $96^{\circ}6'$ i.g.d.) i iznosi $-88^{\circ}C$.

U januaru (Slika 40) izoterme na južnoj polulopti zadržavaju pretežno zonalni pravac pružanja. Medjutim, u ovom polju temperature vazduha pored kontinenata se primećuju isti uticaji hladnih i toplih struja kao u julu, a suprotni uticaj, u to vreme, toplih kopnenih površina. I u ovom periodu su iz poznatih razloga najniže temperature na Antarktiku. One su u ovom srednjem letnjem mesecu Južne polulopte u središnjem delu Antarktika i do $-35^{\circ}C$. Najtoplije oblasti su tada pustinje u Australiji, i to naročito Velika peščana pustinja, u kojoj je srednja temperatura januara viša od $32^{\circ}C$, a apsolutni maksimum dostiže $55^{\circ}C$. U pustinji Kalahari, u središtu južnog dela Afrike, srednja temperatura ovog meseca je oko $30^{\circ}C$.

Na kraju treba napomenuti da razlika izmedju najviših i najnižih srednjih mesečnih temperatura na Zemlji iznosi oko 110° (srednja najviša oko $40^{\circ}C$,a srednja najniža oko $-70^{\circ}C$). Razlika izmedju apsolutnih ekstrema temperature vazduha je blizu $150^{\circ}C$ (apsolutni maksimum oko $60^{\circ}C$, a apsolutni minimum blizu $-90^{\circ}C$).

Takodje je za razumevanje odredjenih stanja i zbivanja u atmosferi, o kojima će se govoriti u sledećim glavama, značajno istaći da, osim termičke razlike ekvator-pol, najveće razlike u temperaturi vazduha postoje izmedju kopna i mora. Ove razlike imaju sezonski karakter, tj. pravac pada odnosno porasta temperature vazduha se menja od hladnijeg prema toplijem delu godine i obratno. Takve promene termičkih razlika i same njihove vrednosti, kao što će se videti u glavama 5 i 6 uzrok su značajnih razlika u vazdušnom pritisku izmedju kopna i mora. Ove razlike i promene u polju vazdušnog pritiska imaju za posledicu promene u sistemu vazdušnih strujanja većih razmera, pa prema tome preko njih utiču na meteorološke uslove i procese nad prostranim područjima Zemlje.

GLAVA 5

VAZDUŠNI PRITISAK

U toku gnjuranja, i na neznatnoj dubini, čovek oseća izvesnu nelagodnost, koja je uslovljena pritiskom vode na njegovo telo. Poznato je da sa povećanjem dubine, srazmerno povećanju višeležeće mase vode, ovaj pritisak raste. Pošto je vazduh materija i prema tome ima težinu, atmosfera takodje vrši pritisak na Zemljinu površinu i na sve objekte na njoj, uključujući tu svakako i sva živa bića.

Razumljivo je da je pritisak atmosfere, odnosno vazdušni pritisak-kako se on najčešće naziva, srazmeran masi višeležećeg vazduha. Analogno povećanju pritiska mase vode sa povećanjem njene dubine, i pritisak atmosfere raste sa povećanjem "dubine" vazdušnog okeana, pa je i najveći na njegovom dnu - Zemljinoj površini.

Ove činjenice o delovanju atmosfere silom pritiska danas su veoma dobro poznate. Medjutim, do tog saznanja nauka je došla tek polovinom XVII veka. Pre toga, iako je bio dobro poznat uzrok delovanja mase vode na organizam ronilaca, o delovanju atmosfere silom pritiska se nije ni naslućivalo. Osnovni razlog tome, o kome je već bilo reči u Glavi 1, jeste mišljenje naučnika pre XVII veka da je vazduh nematerijalne prirode. Sa takvim pogledima na prirodu vazduha svakako se nije moglo doći do zaključka da vazduh ima težinu, pa prema tome ni da deluje silom pritiska.

Uzimajući u obzir današnja saznanja da je vazdušni pritisak jedan od najvažnijih meteoroloških elemenata koji karakteriše fizičko stanje atmosfere, i da su njegove promene u

horizontalnom i vertikalnom pravcu, kao i u toku vremena, u tesnoj vezi sa razvojem osnovnih atmosferskih procesa i mnogih pojava, može se zaključiti da je za naše pojmove trebalo isuviše vremena da bi se došlo do tog vanredno značajnog otkrića, kako za razvoj meteorologije tako i nauku uopšte.

5.1. PRVA SAZNANJA O VAZDUŠNOM PRITISKU

Prve pretpostavke da vazduh ima težinu iskazali su Platon i Aristotel. Medjutim, oni to nisu mogli i eksperimentalno da dokažu. Neki pokušaji Aristotela u tom pravcu imali su čak suprotan efekat. On je u ovim pokušajima pretpostavio da je mehur (mešina) naduvan vazduhom teži od praznog. Medjutim, pošto mu nije bio poznat Arhimedov zakon, nije mogao da objasni zašto naduvani mehur pliva na vodi, a nenaduvani tone. Zbog toga je on došao do pogrešnog uverenja i usvojio zaključak o beztežinskom, tj. nematerijalnom stanju vazduha.

Takav zaključak, izmedju ostalog i zbog naučnog autoriteta Aristotela, ostao je u nauci važeći skoro 20 vekova.

Prvi naučni dokaz da vazduh ima težinu, pa prema tome i da je materija, pružio je znameniti italijanski naučnik Galilej (G.Galilei) 1640. god. jednim jednostavnim eksperimentom. On je precizno izmerio jedan stakleni sud sa uskim otvorom, pre i posle zagrevanja. Ustanovio je da je u zagrejanom stanju sud bio lakši. To je bio očigledan dokaz da je usled zagrevanja, šireći se, neka nevidljiva materija delimično napustila sud kroz otvor. Ta materija je mogla biti samo vazduh.

Ovaj eksperiment Galilej je izvršio da bi rešio praktičan problem koji mu je postavio hercog od Toskane. Taj veoma imućni plemić, inače mecena mnogih naučnika i umetnika tog doba, posvećivao je mnogo pažnje uredjenju svog dvorca i vrta u Firenci. U toj težnji dao je nalog da mu se izgradi velelepna fontana, posebno velikih dimenzija.

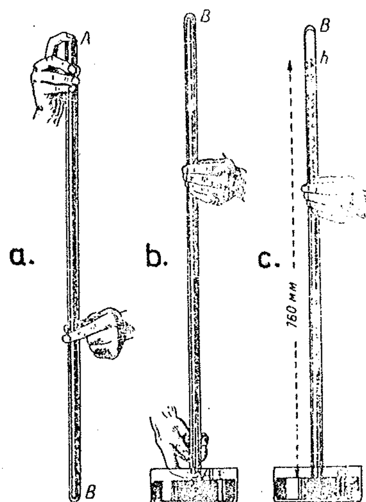
U toku izgradnje postavljene su cevi, kojima je trebalo iz obližnjeg jezera podignuti vodu na nešto veću visinu od 10 metara. I pored toga što je ovaj sistem bio u potpunosti izgradjen na principu koji je do tada bio uspešno primenjivan u izgradnji brojnih fontana, na opšte zaprepašćenje fontana nije funkcionisala.

Ispitujući ovu pojavu, Galilej je pretpostavio da je stub vode u cevi fontane uravnotežen pritiskom koji na površinu vode u jezeru vrši vazduh. Da bi to dokazao, izvršio je opisani ogled. Medjutim, započeta istraživanja u tom pravcu Galilej nije uspeo da privede kraju.

Verovatno da je razlog bio njegova duboka starost. U to vreme Galilej je imao blizu 80 godina.

Istraživanja je nastavio njegov učenik Toričeli (Evangelista Torricelli), profesor matematike na Florentinskoj akademiji. U 1642. godini on je vršio oglede sa nekoliko vrsta vodenih barometara. Ustanovio je da je vazdušni pritisak uravnotežen sa stubom vode visine od oko 10,33 m. Time je konačno bio otkriven uzrok nefunkcionisanja fontane hercoga od Toskane.

Ubrzo, posle ovog otkrića, tačnije 1646. godine, Toričeli je utvrdio da se za dalja istraživanja vazdušnog pritiska ne moraju upotrebljavati tako glomazne konstrukcije vodenih barometara. On je u te svrhe počeo koristiti živu, koja je 13,6 puta teža od vode. Vršeći dalje eksperimente sa njom, on je u stvari izvršio prvu konstrukciju barometra sa živom. Tom prilikom uzeo je na jednom kraju zatvorenu staklenu cev, dužine oko 1 m i napunio je živom (slika 42a). Zatim je ovu cev, sa otvorom nadole, stavio uspravno u sud sa živom (slika 42b). Prema njegovom očekivanju živa nije istekla iz staklene cevi, već joj se nivo samo nešto spustio (slika 42c).



Slika 42.- Toričelijev ogled

Ponovivši više puta isti ogled, i mereći pri tome visinu živinog stuba u cevi od nivoa žive u sudu, Toričeli je utvrdio da je njena vrednost bila oko 76 cm.

Na osnovu svega toga Toričeli se konačno uverio da je ova pojava uslovljena silom vazdušnog pritiska, kojom atmosfera deluje na Zemljinu površinu i na sve objekte na njoj. Medjutim, iako je bio zasnovan na naučnim dokazima, ovaj zaključak Toričelija nije odmah prihvatila većina naučnika tog doba. Trebalo je da prodje još nekoliko godina dok nije 1647. i 1648. god.,na inicijativu i uz učešće čuvenog francuskog naučnika Paskala (Blaise Pascal), izvršen čitav niz eksperimenata koji su konačno otklonili svaku sumnju u ispravnost Toričelijevih zaključaka.

U prvom redu Paskal je u Ruanu (Francuska) izveo slične oglede Toričelijevom. Na zahtev Paskala njegov saradnik Perije je ponovio Toričelijev ogled u podnožju i na vrhu jedne planine, visoke 975 m. Živa u Toričelijevoj cevi, kako je u početku nazivana ova prva konstrukcija barometra sa živom, pokazala je znatno nižu vrednost na planinskom vrhu.

Paskal je ovaj eksperiment ponovio na tornju jedne crkve u Parizu. On je na visi-

ni od 52 m dobio za 5 mm niži položaj žive u cevi nego u podnožju crkve.

Tim eksperimentima je potvrdjena pretpostavka Paskala da se, ako vazduh ima težinu, njegov pritisak mora smanjivati sa visinom, zbog smanjenja njegove mase.

Očigledno da nije bilo ni brzo ni jednostavno uveriti naučne krugove tog doba o delovanju atmosfere silom pritiska. To najbolje govore reči naučnika Mariota koji je 1686. godine napisao: ".... bilo je veoma teško poverovati da on (vazduh) ima težinu i trebalo je mnogo eksperimenata i razmatranja da bi se uverili u to ...."

Medjutim, posle svih ovih otkrića nije bilo teško definisati vazdušni pritisak, pošto su u fizici bili već poznati zakoni delovanja tečnosti i gasova silom pritiska. To su nesumnjivo bila fundamentalna otkrića za dalji razvoj nauke o atmosferi i vremenu.

Tada je usvojena i danas važeća definicija da je vazdušni pritisak sila kojom na jedinicu površine deluje, odnosno pritiskuje, masa vazduha u vazdušnom stubu od te površine do gornje granice atmosfere.

Ubrzo posle toga bilo je utvrdjeno da veličina vazdušnog pritiska zavisi jedino od višeležeće mase vazduha, a ni najmanje od položaja površine na koju on deluje. Naime, utvrdjeno je da je sila vazdušnog pritiska na jednom istom nivou ista u svim pravcima.

Otkrićem složenog hemijskog sastava atmosfere i Daltonovog zakona o nezavisnom ponašanju gasova u smesi gasova, došlo se do zaključka da je vazdušni pritisak jednak zbiru parcijalnih pritisaka svih stalnih i promenljivih gasovitih sastojaka vazduha.

Tako su, posle Toričelijevog ogleda, u relativno kratkom periodu otkrivene sve osnovne karakteristike vazdušnog pritiska. To su nesumnjivo bila fundamentalna otkrića za dalji razvoj nauke o vremenu. Ona su omogućila dalja sistematska merenja i istraživanja ovog značajnog meteorološkog elementa.

5.2. JEDINICE ZA MERENJE VAZDUŠNOG PRITISKA

Višestruko korišćenje vazdušnog pritiska u raznim oblastima nauke i u praktične svrhe, a posebno njegov značaj u meteorologiji, doveli su već neposredno posle njegovog otkrića do potrebe njegovog stalnog merenja. To je naravno zahtevalo da se ustanove jedinice kojima bi se odredjivale njegove vrednosti. Još je Perije, vršeći čuveni ogled u podnožju i na vrhu brda

u blizini Klermona (Francuska) u cilju medjusobnog uporedjenja nivoa žive, postavio na Toričelijevim cevima iste papirnate skale. Ranijim Toričelijevim ogledom, kao i ovim postupkom Perijea, praktično su odredjene za merenje vazdušnog pritiska jedinice dužine. Ubrzo posle toga usvojeno je da se pritisak meri u milimetrima živinog stuba (mm Hg), tj. da se on odredjuje dužinom žive od nivoa u sudu barometra do nivoa u staklenoj cevi.

Merenje vazdušnog pritiska isključivo u jedinicama dužine zadržalo se sve do početka XX veka. Znatno pre toga došlo se do zaključka da ove jedinice nisu pogodne za merenje ovog meteorološkog elementa, pošto on u stvari predstavlja silu pritiska atmosfere. Naime, u već tada korišćenom apsolutnom sistemu jedinica*) za merenje fizičkih veličina, za merenje sile nisu mogle odgovarati jedinice dužine. Kao što je poznato, za jedinicu sile u cgs sistemu uzima se din, koji odgovara sili koja telu od 1 gr daje ubrzanje od 1 cm/sec^2.

Pred nauku postavljen teorijski i praktičan problem-da se za merenje vazdušnog pritiska odrede odgovarajuće jedinice sile-rešen je 1910. godine. Tada je na predlog naučnika V. Bjerknesa za te svrhe usvojena i nazvana jedinica bar, koja odgovara sili pritiska od milion dina na površinu od 1 cm^2. Pošto su promene u vazdušnom pritisku veoma male u uporedjenju sa silom koju predstavlja jedan bar, bilo je potrebno da se izvrši decimalna podela ove jedinice. Tako je dobijen kao jedinica za merenje vazdušnog pritiska hiljaditi deo bara, koji je nazvan milibar. Prema tome, ova jedinica, koja je i danas u upotrebi za naučne i praktične svrhe u meteorologiji, predstavlja silu od 1000 $dina/cm^2$.

Pošto je većina instrumenata za merenje vazdušnog pritiska, a naročito barometara sa živom, i dalje još kalibrisana u mm Hg, neophodno je poznavati odnos tih jedinica i milibara kao jedinica sile. To je neophodno zbog prevodjenja jednih jedinica u druge, a naročito mm Hg u mb.

Do ovog odnosa se došlo na veoma jednostavan način.

Još Toričeli je ustanovio, a što je posle toga potvrdjeno, da je srednja visina živinog stuba u barometru odnosno srednja vrednost vazdušnog pritiska na nivou mora oko 76 cm. Pošto 1 cm^3 žive teži 13,596 gr, to težina celog živinog stuba od 76 cm i preseka 1 cm^2, iznosi:

$$76 \text{ cm} \times 13.596 \text{ gr/cm}^2 = 1033,296 \text{ gr/cm}^2 \approx 1.0333... \text{ kg/cm}^2$$

---

*) Apsolutni sistem jedinica (cgs) je onaj sistem u kome se dužina meri u santimetrima (c), masa u gramima (g), a vreme u sekundima (s). Sve ostale jedinice u tom sistemu mera proizilaze iz ove tri osnovne jedinice.

Ovo izračunavanje je vršeno pod pretpostavkom da je temperatura žive $0^{o}C$ i da se ona nalazi na 45^{o} g.š.,da bi se otklonila zavisnost visine živinog stuba od temperature i sile Zemljine teže.

Rezultat ovog izračunavanja ukazuje da na cm^2 Zemljine površine na nivou mora vrši pritisak masa više ležećeg vazduha, sve do gornje granice atmosfere, od 1,0333 kg. Ovaj pritisak naziva se u fizici jedna atmosfera.

S obzirom da je svaki gram materije na nivou mora i 45^{o} g.š. izložen ubrzanju Zemljine teže od 980,6 cm/sec^2, odnosno 980,6 dina, to će pritisak jedne atmosfere, izražen u jedinicama sile, biti:

$$1033{,}296\ gr/cm^2 \times 980{,}6\ cm/sec^2 = 1013250\ dina/cm^2.$$

Prema tome, vazdušni pritisak, koji odgovara visini živinog stuba od 1 mm i preseka 1 cm^2, jednak je:

$$1\ mm/cm^2 = 1013250\ din/cm^2 : 760\ mm = 1333{,}2\ din/cm^2.$$

Pošto je jedan mb jednak sili od 1000 $dina/cm^2$, izlazi da je:

1 mm Hg = 1,3332 mb, ili obratno

1 mb = 0,75006 mm Hg.

To znači da se vazdušni pritisak izmeren u mm Hg veoma jednostavno prevodi u mb ako se pomnoži sa 1,3332.

Prevodjenje jednih jedinica vazdušnog pritiska u druge, kada se ne iziskuje apsolutna tačnost, moguće je sledećim jednostavnijim odnosom:

1 mb $\approx$ 3/4 mm Hg,

1 mm Hg $\approx$ 4/3 mb.

Na primer, ako je izmeren vazdušni pritisak od 760 mm, koji se množenjem sa 1,3332 prevodi u 1013,2 mb, on pomoću ovog jednostavnog odnosa dobija vrednost od 1013,3 mb ($\frac{760 \cdot 4}{3} \approx 1013{,}3$ mb). Razlika je nesumnjivo zanemarujuća.

U meteorološkoj praksi prevodjenje vazdušnog pritiska iz jednih u druge jedinice vrši se veoma precizno, brzo i jednostavno pomoću specijalnih tablica. One sadrže sve moguće vrednosti vazdušnog pritiska, izračunate korišćenjem preciznog odnosa mm i mb.

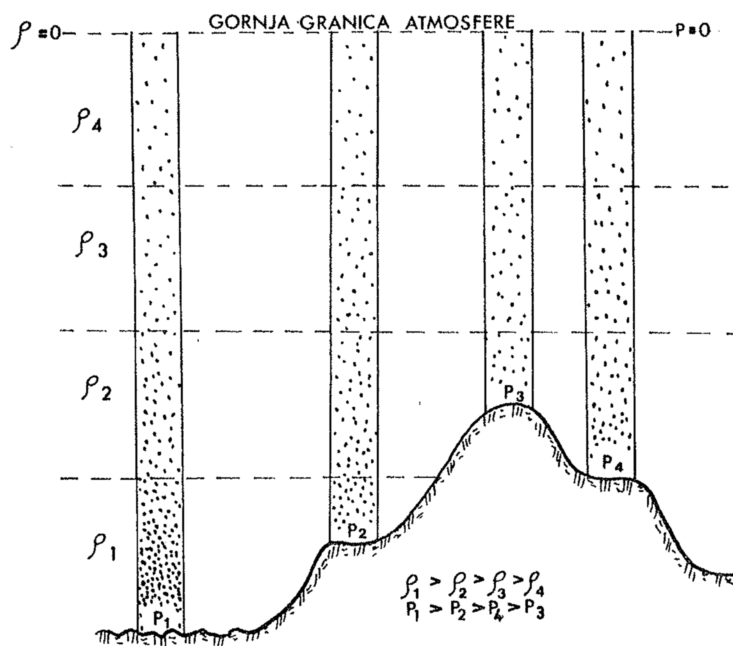
Treba napomenuti da se napred često isticana i korišćena vrednost vazdušnog pritiska od 760 mm, tj. od 1013,2 mb na morskom nivou, na 45^{o} g.š. i na standardnoj temperaturi od 0^{o}C naziva normalni pritisak. U zavisnosti od vrednosti stvarnog vazdušnog pritiska, kaže se da je on viši ili niži od normalnog.

Kao što je već više puta naznačeno, za merenje vazdušnog pritiska koristi se, kao najprecizniji instrument, barometar sa živom. Osim njega upotrebljava se i metalni barometar, tzv. aneroid i registrirni instrument barograf. Oba ova instrumenta rade na principu delovanja vazdušnog pritiska na vakumirane metalne kutijice, tzv. Vidijeve doze.

Detaljno tumačenje karakteristika ovih instrumenata i način njihove upotrebe nije predmet razmatranja ovog udžbenika o osnovima meteorologije, već udžbenika ili priručnika o meteorološkim instrumentima.

5.3. PROMENA I UZROCI PROMENE VAZDUŠNOG PRITISKA SA VISINOM

Da vazdušni pritisak opada sa visinom postala je naučno dokazana i priznata činjenica praktično od onog dana kada je utvrdjeno da vazduh ima težinu i da, srazmerno svojoj masi, deluje silom pritiska na niže ležeće površine. Tada je zaključeno i da vazduh ima mnoge fizičke sličnosti sa vodom. Pored ostalog, to je značilo da je atmosfera u neku ruku okean vazduha, čije se dno nalazi na Zemljinoj površini na koju ona vrši najveći pritisak. Posle takvih saznanja, do zaključka da se vazdušni pritisak mora smanjivati sa povećanjem nadmorske visine, s obzirom da se u istom pravcu smanjuje masa vazduha, moralo je ubrzo doći. Naime, eksperimentalno utvrdjivanje ove promene, prema ideji Paskala, bio je logičan nastavak u to vreme započetog naučnog procesa dokazivanja da vazduh ima težinu i da vrši pritisak.



Slika 43.- Smanjenje vazdušnog pritiska (p) sa visinom usled smanjenja višeležećeg vazdušnog stuba i gustine vazduha (ρ)

Dalja istraživanja su pokazala da pad vazdušnog pritiska sa visinom nije samo posledica smanjenja visine višeležećeg stuba vazduha, već i

smanjenja gustine vazduha (slika 43). To je značilo da su ove dve fizičke karakteristike atmosfere u veoma tesnoj upravno srazmernoj vezi. Zbog toga je i ovde, u daljim razmatranjima promene vazdušnog pritiska sa visinom, neophodno paralelno razmatranje odgovarajuće promene gustine vazduha i njihovih medjusobnih odnosa.

5.3.1. Odnos izmedju vazdušnog pritiska i gustine vazduha i njihova promena sa visinom

Kada bi gustina vazduha bila na svim visinama jednaka, debljina takve homogene atmosfere, kako se ona naučno naziva, bila bi svega 8000 m. Medjutim, pošto to nije slučaj, kako se to moglo zaključiti još u Glavi 2 kada se govorilo o prostiranju i masi atmosfere, stvarna atmosfera se prostire do vanredno velike visine uz veoma pravilno smanjenje gustine.

Ukoliko se uzme da gustina vazduha na morskom nivou ima vrednost 1, ona ima na visini od 5 km 1/2, na visini od 10 km 1/4, a na visini od 15 km 1/8 od te vrednosti. Na većim visinama ona je tako mala da njene vrednosti sa praktične tačke gledišta postaju zanemarljive. Tako joj je na 100 km visine vrednost milion puta manja od one pri Zemljinoj površini.

O uslovima promene gustine vazduha sa visinom može se zaključiti i ako se koriste podaci da na morskom nivou m^3 vazduha teži 1,3 kg, na visini od 5,5 km 319 gr, na 20 km visine oko 43 gr, a na 40 km svega 4 gr.

Vazdušni pritisak se sa visinom smanjuje srazmerno promeni gustine vazduha. Neke vrednosti koje pokazuju tu promenu date su u Tabeli 28, a ovaj odnos je izražen sledećom jednačinom, dobijenom iz Bojl-Mariotovog i Gej-Lisakovog (Gay-Lussac) zakona,

$$\rho = 0{,}465 \frac{p}{T} \ \text{кg/m}^3$$

gde je ρ -gustina vazduha, p-vazdušni pritisak u mm Hg, a T-temperatura vazduha u stepenima apsolutne skale.

Pregled vrednosti vazdušnog pritiska na različitim visinama, koji je dat u Tabeli 28 u uporedjenju sa napred datim vrednostima gustine vazduha, veoma jasno pokazuje upravo srazmeran odnos ovih fizičkih veličina atmosfere.

Ovaj odnos je grafički prikazan i na slici 44.

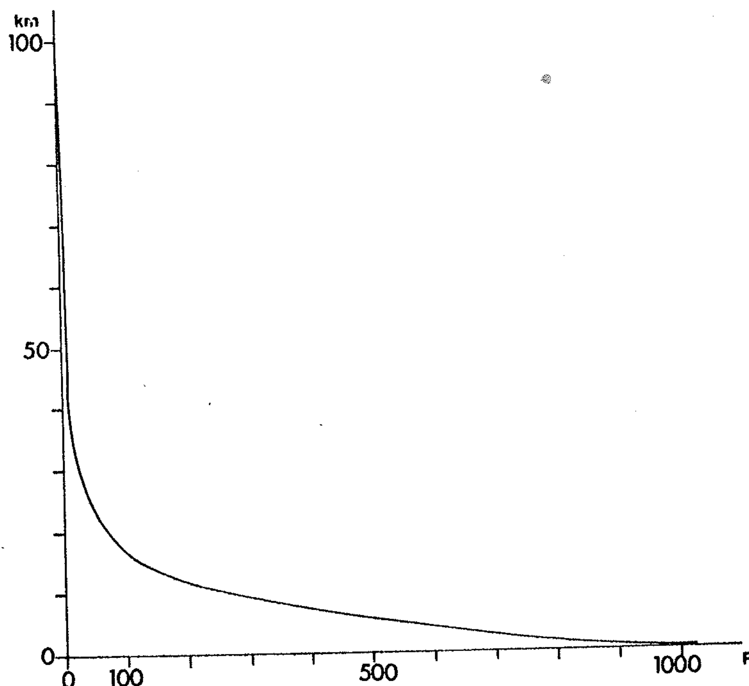
Iz napred navedenog matematičkog odnosa sa gustinom vazduha dolazi se do zaključka da vazdušni pritisak sa visinom ne opada linearno. On u gušćim slojevima atmosfere opada veoma brzo, a zatim u slojevima manje gustine vazduha sve sporije, da bi iznad 100 km visi-

Tabela 28. Promena vazdušnog pritiska sa visinom

Visina u kilometrima	Vazdušni pritisak u mb
0	1013,2
3	700
5,6	500
9,2	300
11,7	200
16,2	100
45	1
100	$1,5 \times 10^{-3}$
200	9×10^{-7}
300	3×10^{-7}
500	10^{-22}

sine ta promena bila praktično zanemarljiva. To je sasvim razumljivo s obzirom da je iznad te visine razredjenost vazduha ravna onoj koja se u laboratorijskim uslovima smatra praktično vakuumom. Gustina vazduha, ako se tom fizičkom veličinom može nazvati stanje u kome su pojedinačni molekuli vazduha veoma mnogo medjusobno udaljeni, na visini iznad 500 km nije laboratorijski dostignuta. Navedeni matematički odnos takodje govori da je gustina vazduha u obrnutoj srazmeri sa njegovori temperaturom. To znači da vazdušni pritisak brže opada sa visinom u hladnijem-gušćem, nego u toplijem-redjem vazduhu.

Osim ovih razlika u brzini opadanja sa visinom u zavisnosti od temperature vazduha, prema svemu napred iznetom može se zaključiti da su promene vazdušnog pritiska u vertikalnom pravcu veoma pravilne, pravilnije nego kod svih ostalih meteoroloških elemenata.



Slika 44.- Promena vazdušnog pritiska sa visinom

5.3.2. Zakonitost promene vazdušnog pritiska sa visinom - barometarska visinska jednačina

Mesta, odnosno meterološke stanice, na kojima se vrše merenja vazdušnog pritiska nalaze se na različitim nadmorskim visinama. Prema tome, izmerene vrednosti, s obzirom na promenu vazdušnog pritiska sa visinom, nisu medjusobno uporedive, pa onda ni upotrebljive za mnoge praktične i teorijske potrebe u meteorologiji. Naime, iz njih se ne može zaključiti da li pokazuju niže ili više vrednosti koje su uslovljene promenama u masi višeležećeg vazduha.

Da bi vrednosti vazdušnog pritiska bile upotrebljive, tj. da bi pokazivale promene u ovom elementu fizičkog stanja atmosfere, potrebno je da se sve odnose na jedan nivo. Tako nešto je moguće postići s obzirom da se velika pravilnost promene vazdušnog pritiska sa visinom, o kojoj je bilo reči napred, može izraziti matematički. Za te svrhe razradjene su tzv. barometarske visinske jednačine. Pomoću njih se veoma precizno može svesti, odnosno reducirati svaki izmereni vazdušni pritisak na željeni nivo. Za mnoge potrebe u meteorologiji to je najčešće morski nivo.

Najpoznatija i najpreciznija barometarska jednačina je jednačina Laplasa (Laplas). Njena velika preciznost za svodjenje vazdušnog pritiska je uslovljena i time što ona uzima u obzir uticaj promene sile Zemljine teže sa nadmorskom visinom i geografskom širinom, kao i vlažnost vazduha. Prema tome, to je barometarska visinska jednačina u punom obliku. Medjutim, zbog njene složenosti ona ovde neće biti razmatrana.

Za mnoge praktične svrhe u upotrebi je barometarska visinska jednačina Babine (Babinet). Ona je mnogo jednostavnija ali i manje precizna. Za visine do 2000 m ona je dovoljno tačna za praktična izračunavanja. Za preciznija izračunavanja ne treba je koristiti na većoj nadmorskoj visini od 300 m.

Zakon promene vazdušnog pritiska sa visinom po Babineu iskazan je na sledeći način:

$$h = 8000 \frac{2\,(p-p_h)}{p+p_h}\,(1+\alpha \times t).$$

U ovoj jednačini $\underline{h}$ je razlika u visini izmedju dva posmatrana nivoa izražena u metrima, $\underline{p}$ je vazdušni pritisak na nižem nivou, a $\underline{p_h}$ na višem nivou, $\underline{t}$ srednja temperatura vazdušnog stuba izmedju posmatranih nivoa*). Konstanta 8000 je visina homogene atmosfere, a α je kubni koeficijent širenja vazduha koji iznosi 0,004.

Ova jednačina može poslužiti za mnoga izračunavanja ako je nepoznata samo jedna veličina. Tako se pomoću nje može odrediti razlika u visini izmedju dva mesta merenja, ako su na njima poznate vrednosti vazdušnog pritiska i temperature vazduha. Takodje ona omogućava izračunavanje vazdušnog pritiska na posmatranom nivou, ako je poznata njegova visina i tempera-

*) Srednja temperatura vazdušnog stuba odredjuje se kao aritmetička sredina izmerenih temperatura na višem i nižem nivou.

tura vazduha, kao i sve potrebne vrednosti na drugom nivou. Ona normalno omogućava odredjivanje vazdušnog pritiska na morskom nivou.

Iz prednjeg se može zaključiti da barometarske visinske jednačine, osim primene u meteorologiji za svodjenje vazdušnog pritiska na morski nivo, mogu imati višestruku praktičnu primenu. Tako npr. kod manje preciznih merenja na terenu pomoću njih se odredjuje nepoznata visina odredjenih tačaka. Korišćenjem preciznih barometara moguće je ovu visinu, odnosno visinsku razliku od tačke sa poznatom nadmorskom visinom, odrediti sa tačnošću od 1 m. Ovaj način odredjivanja visina naziva se, za razliku od geodetskog, barometarsko nivelisanje.

Na principu zakonitosti promene vazdušnog pritiska sa visinom konstruisani su avionski visinometri - altimetri[x)]. Skala ovog visinometra proračunata je za tzv. medjunarodnu standardnu atmosferu (MSA)[xx)]. Pošto realni atmosferski uslovi ne odgovaraju uslovima MSA, to će iz razumljivih razloga neposrednom upotrebom altimetra nastajati greške. Ako je temperatura vazduha u niže ležećem atmosferskom sloju viša od one u uslovima MSA altimetar će pokazivati nižu visinu u odnosu na realnu. Ako je temperatura vazduha niža greška će biti suprotna. Zbog toga piloti, koristeći izveštaje o vrednostima vazdušnog pritiska i temperature vazduha na Zemljinoj površini i raspolažući ovim podacima na visini leta, vrše odgovarajuće korekcije prema trenutnom stanju atmosfere.

5.3.3. Svodjenje vazdušnog pritiska na morski nivo-visinski barometarski stupanj

Za odredjivanje promene vazdušnog pritiska sa visinom, u cilju njegovog svodjenja na morski ili drugi nivo, koristi se veličina koja je nazvana visinski barometarski stupanj. Ova veličina, kojom se u stvari odredjuje vertikalni gradijent vazdušnog pritiska, predstavlja visinu za koju se treba popeti ili spustiti da bi se vazdušni pritisak promenio za 1 mb.

Vrednost visinskog barometarskog stupnja dobija se pomoću sledeće jednačine, koja proizilazi iz visinske barometarske jednačine Babine:

$$Z = \frac{8000}{p_s}(1 + 0,004t_s)\,\mathrm{m/mb}.$$

U ovoj jednačini Z je visinski barometarski stupanj izražen u metrima, p_s - srednji vazdušni pritisak u posmatranom vazdušnom stubu, a t_s - srednja temperatura vazduha u tom vazdušnom stubu.

---

x) Altimetar je metalni barometar aneroid, čija je skala graduisana u metrima umesto ili pored jedinica za merenje vazdušnog pritiska.

xx) Medjunarodna standardna atmosfera je uslovna (teorijska) atmosfera za koju se uzima da se na svim visinama sastoji od suvog vazduha istog sastava kao na Zemljinoj površini, da na nivou mora pri temperaturi od 15°C ima pritisak od 1013,2 mb i da ima vertikalni gradijent temperature vazduha o 0,65°/100 m do visine od 11 km, gde je temperatura vazduha -56,5°, a iznad te visine ostaje bez promene (izotermija).

Iz ove jednačine se vidi da sa povećanjem visine treba prelaziti sve veće rastojanje da bi se pritisak promenio za 1 mb. Tako, na primer, ukoliko je u prizemnom sloju vazdušni pritisak 100 mb i temperatura vazduha (t) $0^{o}C$, barometarski visinski stupanj je 8 m/mb. U sloju, gde je p ≈ 500 mb (5 km), a t = -10^{o} do $-30^{o}C$, on je 14-15 m/mb. Na visini od 18 km, kojoj odgovara p ≈ 100 mb i t = -40^{o} do $-50^{o}C$, vazdušni pritisak se promeni za 1 mb, ako se visina promeni za oko 65 m.

Takva promena visinskog barometarskog stupnja normalna je posledica nelinearne promene gustine vazduha, odnosno vazdušnog pritiska, sa visinom o kojoj je već napred bilo reči.

Barometarski visinski stupanj je zavisan i od temperature vazduha. On je upravno srazmeran srednjoj temperaturi posmatranog sloja atmosfere, tj. veći je što je temperatura vazduha viša i obratno. I ovo je sasvim razumljivo kada se zna zavisnost promene gustine vazduha, pa prema tome i vazdušnog pritiska, od toplotnog stanja atmosfere.

Da bi se korišćenjem visinskog barometarskog stupnja vazdušni pritisak sveo (reducirao) na morski nivo, neophodno je otkloniti uticaj temperature i sile Zemljine teže na tačnost njegovih vrednosti.

Pri zagrevanju i hladjenju svi delovi barometra, a naročito živa, šire se, odnosno skupljaju. Tako, na primer, pošto kubni koeficijenat širenja žive iznosi 0,18 mm^3, to će se, za svaki $1^{o}C$ promene njenog toplotnog stanja, njena zapremina promeniti za 0,18 mm^3. Širenje i skupljanje sastavnih delova barometra mora se takodje odraziti na nivo žive u barometarskoj cevi, odnosno na tačnost pokazivanja stvarnog pritiska višeležećeg atmosferskog stuba. Da bi se ova greška otklonila, uvedena je korekcija izmerenog vazdušnog pritiska na jednu standardnu temperaturu i to na $0^{o}C$. Ona se vrši pomoću jednačine:

$$\Delta p = - 0{,}000\,163\, pt.$$

gde je Δp - vrednost korekcije, p - izmereni vazdušni pritisak, a t - temperatura na barometru.

Nejednakost u težini živinog stuba na raznim tačkama Zemljine površine, koja je uslovljena promenama sile Zemljine teže sa geografskom širinom i nadmorskom visinom, takodje se odražava na tačnost merenja vazdušnog pritiska. Da bi se ova greška otklonila, potrebno je izvršiti korekciju vazdušnog pritiska na standardnu-normalnu silu Zemljine teže. Pod ovim se podrazumeva sila Zemljine teže na 45^{o} g.š. i morskom nivou.

Korekcija na normalnu Zemljinu težu uvek se oduzima od vrednosti vazdušnog pritiska ako je ona izmerena na manjoj geografskoj širini od 45^{o}. U suprotnom slučaju ona se dodaje.

Korekcija na 0 m uvek se oduzima od izmerene vrednosti. Medjutim, ona je veoma mala jer se ubrzanje sile Zemljine teže u odnosu na vrednost na morskom nivou smanji do 30 km visine za svega 1%.

Za odredjivanje veličine korekcije na normalnu Zemljinu težu postoje posebne jednačine o kojima ovde neće biti reči. Ona je takodje uključena u barometarsku visinsku jednačinu Laplasa. To što nije ova korekcija uključena i u barometarsku visinsku jednačinu Babine ne smeta ni najmanje njenoj upotrebi u našoj zemlji.

S obzirom d kroz našu zemlju prolazi 45^{o} s.g.š., korekcija na normalnu Zemljinu težu će svuda biti mala i praktično zanemarljiva. Ona je, kao što je poznato na 45^{o} g.š. ravna nuli. Na najsevernijoj tački naše zemlje, koja se nalazi na oko 47^{o} s.g.š. ona iznosi 0,11 mm Hg, a na najjužnijoj tački oko 41^{o} s.g.š. ima vrednost -0,27 mm Hg.

Prema svemu napred iznetom vrednosti vazdušnog pritiska, koje bi bile medjusobno uporedive i primenljive u meteorologiji, treba svesti na standardnu temperaturu vazduha i normalnu Zemljinu težu, a zatim ga reducirati na morski nivo. Ceo ovaj postupak može se videti iz sledećeg primera:

Vrednost vazdušnog pritiska (p) na barometru, koji se nalazi na visini od 75 m, posle redukcije na normalnu Zemljinu težu, iznosi p = 750 mm Hg. Temperatura vazduha na stanici je 10^{o}C, a temperatura na barometru 20^{o}C.

Korekcija vazdušnog pritiska na 0^{o}C je:

$$\Delta p = -0{,}000163 \cdot 750 \cdot 20 \approx -2{,}4 \text{ mm.}$$

Prema tome 750 - 2,4 = 747,6 mm.

Ovaj, na 0^{o}C svedeni, vazdušni pritisak pretvoren u mb iznosi:

747,6 · 1,3332 = 996,7 mb.

Pošto se ne raspolaže srednjim pritiskom vazdušnog stuba od stanice do morskog nivoa, da bi se on dobio koristi se sledeći postupak za dobijanje približne vrednosti barometarskog visinskog stupnja Z':

$$Z' = \frac{8000}{996{,}7}\,(1 + 0{,}004 \cdot 10) \approx 8{,}4 \text{ m/mb.}$$

Dobijena približna vrednost visinskog barometarskog stupnja koristi se za dobijanje približne vrednosti vazdušnog pritiska na nivou mora (p_o):

$$p_o \approx 996{,}7 + \frac{75}{8{,}4} \approx 1005{,}6 \text{ mb.}$$

Sada se sa ovom vrednošću i vrednošću vazdušnog pritiska na nivou stanice može izračunati srednji pritisak posmatranog vazdušnog stuba od 75 m, tj. p_s, i to:

$$p_s = \frac{996,7 + 1005,6}{2} = 1001,2 \text{ mb}$$

Korišćenjem vertikalnog gradijenta temperature vazduha može se odrediti srednja temperatura vazdušnog stuba. Ukoliko je on $0,5^o$, srednja temperatura sloja vazduha od 75 m biće $t_s \approx 10,2^oC$ (na 75 m - t = $10,0^o$, na 0 m - t $\approx 10,4^o$).

Sada se dolazi do prave vrednosti visinskog barometarskog stupnja i vazdušnog pritiska na morskom nivou:

$$Z \doteq \frac{8000}{1001,2} (1 + 0,004 \cdot 10,2) = 8,3 \text{ m/mb}.$$

$$p_o = 996,7 + \frac{75}{8,3} = 1005,7 \text{ mb}.$$

Kao što je u prethodnom paragrafu napomenuto ovaj postupak za svodjenje vazdušnog pritiska na morski nivo, koji proizilazi iz barometarske visinske jednačine Babine, ne treba koristiti za nadmorske visine iznad 300 m ukoliko se zahteva veća tačnost.

Za jednostavnije, brže i tačno svodjenje vazdušnog pritiska na morski nivo u meteorološkoj praksi koriste se posebne tablice, koje su izračunate prema barometarskoj visinskoj jednačini Laplasa.

5.4. PROMENE I UZROCI PROMENA VAZDUŠNOG PRITISKA U HORIZONTALNOM PRAVCU I U TOKU VREMENA

Stalnim merenjima i istraživanjima utvrdjeno je da se vazdušni pritisak, kao i temperatura vazduha, ne menja samo u vertikalnom pravcu, već je on izložen i značajnijim promenama u horizontalnom pravcu i u toku vremena. U prethodnom paragrafu detaljno su izloženi uzroci i način promene vazdušnog pritiska sa visinom. Za poznavanje fizičkog stanja atmosfere i vremenskih zbivanja u njoj, od kojih su mnoge u tesnoj vezi sa vazdušnim pritiskom, neophodno je poznavanje i uzroka promena ovog meteorološkog elementa u ravni i u toku dnevnog i godišnjeg perioda.

Atmosfera, odnosno vazduh, ne nalazi se u stanju mirovanja, već se pod raznim uticajima nalazi neprekidno u kretanju, i to kako u horizontalnom, tako i vertikalnom pravcu. Ova premeštanja vazdušnih masa, često velikih razmera, jedan su od direktnih uzroka promene vazdušnog pritiska. Iznad onih delova Zemljine površine, gde dolaze hladnije i gušće vazdušne mase, vazdušni pritisak raste. Dolazak toplog i redjeg vazduha često je neposredan uzrok pada vazdušnog pritiska. Medjutim, u toku kretanja vazdušnih masa deluju i drugi uzroci promena vazdušnog pritiska. Tamo gde dolazi do nagomilavanja i silaznog (descedentnog) kretanja vazdu-

ha, vazdušni pritisak razumljivo raste. U oblastima, gde se vazduh nalazi u ascedentnom kretanju, tj. gde se uzdiže a na visini otiče, pritisak atmosfere se smanjuje.

Ove promene vazdušnog pritiska, koje su posledica kretanja vazdušnih masa, nazivaju se dinamičkim promenama.

Hladjenje i zagrevanje vazduha iznad rashladjene, odnosno zagrejane podloge, mora uticati na vrednost vazdušnog pritiska. U prvom slučaju, zbog povećanja gustine vazduha one rastu. Smanjenje gustine vazdušnog stuba, zbog porasta temperature vazduha, ima za posledicu i smanjenje vazdušnog pritiska.

U ovom slučaju nesumnjivo se radi o termičkim promenama vazdušnog pritiska.

Nisu retka stanja atmosfere kada istovremeno deluju dinamički i termički činioci promena vazdušnog pritiska. U slučajevima jednoznačnog delovanja promene se povećavaju, a u slučaju suprotnog delovanja, one se smanjuju.

Na promene vazdušnog pritiska, naročito u toku vremena, deluju još neki činioci o kojima će kasnije biti reči. Svi oni zajedno uslovljavaju neprekidna periodska i neperiodska kolebanja ovog značajnog meteorološkog elementa u vremenu i prostoru.

5.4.1. Dnevni i godišnji hod vazdušnog pritiska

Vazdušni pritisak, kao i ostali meteorološki elementi, ima dnevni i godišnji hod. On je podvrgnut veoma pravilnim periodskim dnevnim i godišnjim kolebanjima, ali takodje i neperiodskim promenama.

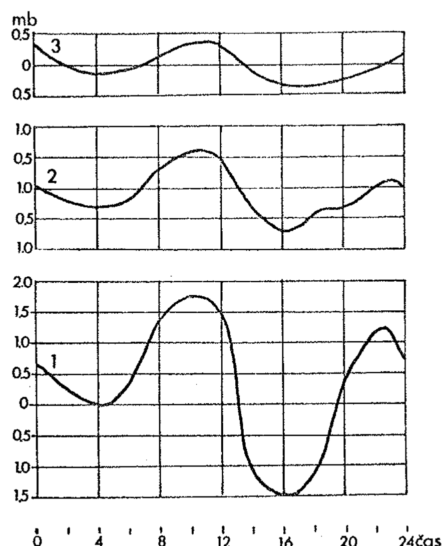
Naročito veliku pravilnost ima dnevni hod vazdušnog pritiska. On ima oblik duplog talasa. Naime, u njemu se javljaju dva maksimuma, oko 10 i 22 časa, i dva minimuma, oko 04 i 16 časova, po lokalnom vremenu.

Dnevni hod vazdušnog pritiska je najizrazitiji u tropskom pojasu u kome dnevna amplituda dostiže 3-4 mb, a neperiodske promene su veoma retke i male. Srednja medjudnevna promenljivost ne iznosi više od 1 mb.

Prema većim geografskim širinama dnevna amplituda vazdušnog pritiska se smanjuje. U umerenom pojasu ona iznosi svega 0,6 - 0,3 mb. Osim toga, zbog veoma čestih i izrazitih neperiodskih kolebanja (srednja medjudnevna promenljivost iznosi 5-7 mb, pa čak i 9-10 mb),

koje su karakteristične za više geografske širine, veoma su retki dani kada je hod vazdušnog pritiska pravilan. U stvari, zbog čestih razvoja i prolaza atmosferskih poremećaja sa čestim smenama toplih i hladnih vazdušnih masa, koji su praćeni padovima i porastima vazdušnog pritiska, dupli talas u dnevnom hodu je najčešće prikriven (maskiran). Da je on ipak karakteristika i viših geografskih širina može se utvrditi u stabilnim danima. Takodje, to se može ustanoviti pomoću statistički izračunatih dugogodišnjih srednjih časovnih vrednosti vazdušnog pritiska. U ovim vrednostima neperiodske promene različitog znaka se potiru.

Na slici 45 dat je grafički prikaz dnevnog hoda vazdušnog pritiska u tropskim,umerenim i subpolarnim širinama. Na njemu se jasno mogu uočiti sve napred opisane karakteristike. Medjutim, dnevni hod vazdušnog pritiska u polarnim predelima nije prikazan,jer je zbog veoma male amplitude krajnje neizrazit. U njemu se dupli talas praktično ne javlja.



Slika 45.- Dnevni hod vazdušnog pritiska u Bataviji (1), Beogradu (2) i Štokholmu (3)

Uzroci pojave duplog talasa u dnevnom hodu vazdušnog pritiska nisu još u potpunosti poznati. To je sasvim razumljivo ako se zna da u dnevnom periodu na vazdušni pritisak deluje istovremeno niz činilaca i to u celom atmosferskom stubu. Zbog toga je teorija ove pojave veoma složena.

Medju činiocima duplog talasa u dnevnom hodu vazdušnog pritiska nesumnjivo su najznačajniji zagrevanje i hladjenje nižih slojeva atmosfere. Ovom uticaju se pripisuje glavni prepodnevni maksimum (10 časova) i glavni popodnevni minimum (16 časova).

Dnevni hod vazdušnog pritiska u celini, a naročito pojava sekundarnih ekstrema (04 i 22 časa), uslovljen je i talasanjem atmosfere. Ova talasanja su posledica gravitacionog uticaja Meseca i Sunca i slični su pojavi plime i oseke u morima i okeanima. Medjutim, zbog male gustine atmosfere kolebanja vazdušnog pritiska izazvana ovim činiocem su zanemarljiva. Ona nisu veća od 0,001 mb pa prema tome ne mogu bitnije uticati na dnevni hod.

Atmosfera se takodje talasa kao celina. Impuls za to daju joj dnevna kolebanja temperature vazduha.

Usled rezonanse ovih termički izazvanih talasanja atmosfere sa onim gravitacionog porekla, dnevna kolebanja vazdušnog pritiska se povećavaju. Dolazi do promena u dnevnom hodu ovog meteorološkog elementa za desete delove, pa čak i cele milibare u odnosu na onaj koji bi bio uslovljen samo zagrevanjem i hladjenjem nižih slojeva atmosfere.

Na dnevni hod vazdušnog pritiska utiču još neki činioci, čak i lokalnog značaja, kao na primer oblik zemljišta. Medjutim, zbog njegovog malog praktičnog značaja za atmosferska zbivanja, detaljno izlaganje svih tih činilaca ne bi bilo opravdano. Dovoljno je još jedanput istaći da je za dnevno kolebanje vazdušnog pritiska najznačajniji termički uticaj. To dokazuje njegova direktna veza sa dnevnim kolebanjem temperature vazduha, o kojoj je napred bilo reči. To takodje dokazuje i činjenica da su najveće dnevne amplitude vazdušnog pritiska leti, pri vedrom vremenu i na kopnu,i da se smanjuju sa povećanjem geografske širine. Kao što je poznato ovi faktori na isti način utiču i na dnevnu amplitudu temperature vazduha.

Uticaj temperature vazduha na vrednosti i kolebanja vazdušnog pritiska naročito je izražen u njegovom godišnjem hodu[*)]. To znači da godišnji hod vazdušnog pritiska prvenstveno zavisi od fizičko-geografskih karakteristika područja u kome se javlja, tj. od geografske širine i vrste podloge.

Razlikuju se tri osnovna tipa godišnjeg hoda vazdušnog pritiska, i to: kontinentalni, maritimni ili okeanski, i polarni.

Kontinentalni tip se odlikuje zimskim maksimumom i letnjim minimumom vazdušnog pritiska, a okeanski potpuno suprotnim godišnjim hodom. Oba ova godišnja hoda najbolje su izražena u umerenim geografskim širinama. U njima godišnja amplituda iznosi 5 - 6 mb, a iznad kontinenta može biti viša od 10 mb. U najkontinentalnijim delovima Azije ona dostiže čak 25-30 mb.

Osnovne karakteristike ovih godišnjih hodova jasno ukazuju na njihovu uslovljenost velikim razlikama u zagrevanju i hladjenju okeana i kontinenata, tj. suprotnim termičkim dejstvom ovih fizički različitih delova Zemljine površine. To se ne manifestuje samo u potpuno suprotnim vremenima pojave maksimalnih i minimalnih vrednosti, već i u vanredno velikim razlikama u godišnjoj amplitudi.

U primorskim oblastima, usled kombinovanog uticaja kopna i mora, javlja se pre-

---

*) Pod godišnjim hodom vazdušnog pritiska podrazumevaju se, kao i kod temperature vazduha, promene njegovih srednjih mesečnih vrednosti.

lazni tip godišnjeg hoda vazdušnog pritiska. U tom litoralnom tipu se, pod preovladjujućim zimskim uticajem kopna i letnjim uticajem mora, u tim ekstremnim godišnjim dobima javljaju maksimumi vazdušnog pritiska. U prelaznim godišnjim dobima - u proleće i jesen - nastaju minimalne godišnje vrednosti.

Treći osnovni tip godišnjeg hoda vazdušnog pritiska karakterističan je za subpolarne i polarne oblasti. U njemu se na severnoj polulopti maksimum javlja u aprilu ili maju, a minimum u januaru ili februaru. Vreme pojave najviših vrednosti uslovljeno je u to doba najnižom temperaturom polarnih mora.

Velika čestina atmosferskih poremećaja, praćenih padom vazdušnog pritiska, karakteristika je zime severnih polarnih predela. Ova pojava je, prema tome, i osnovni uzrok minimalne vrednosti vazdušnog pritiska u tim oblastima u ovom godišnjem dobu.

Godišnji hod vazdušnog pritiska južne polarne oblasti poklapa se sa godišnjim hodom temperature vazduha na Antarktiku. Naime, maksimum se javlja u najhladnijim mesecima (juli-avgust), a minimum u najtoplijim (decembar-januar).

Godišnja amplituda vazdušnog pritiska u polarnim oblastima je 5-12 mb. Prema tome, ona je nešto manja u odnosu na umereni pojas, ali osetno veća od one koju imaju oblasti u blizini ekvatora (2-3 mb)

Opisani godišnji hodovi vazdušnog pritiska mogu u pojedinim godinama biti izmenjeni neperiodskim kolebanjima. U takvim godinama vrednosti vazdušnog pritiska mogu znatno odstupati od srednjih višegodišnjih vrednosti. Osim toga, može doći i do izvesnog pomeranja u vremenu nastajanja maksimuma i minimuma. To je naročito slučaj u višim geografskim širinama. One se odlikuju, osim velike čestine, i velikom promenljivošću u pojavi i intenzitetu atmosferskih poremećaja, koji su direktan uzrok neperiodskih kolebanja vazdušnog pritiska. Ipak, neperiodska kolebanja u većini godina ne mogu znatnije izmeniti ni u ovim geografskim širinama osnovne karatkeristike godišnjih hodova vazdušnog pritiska.

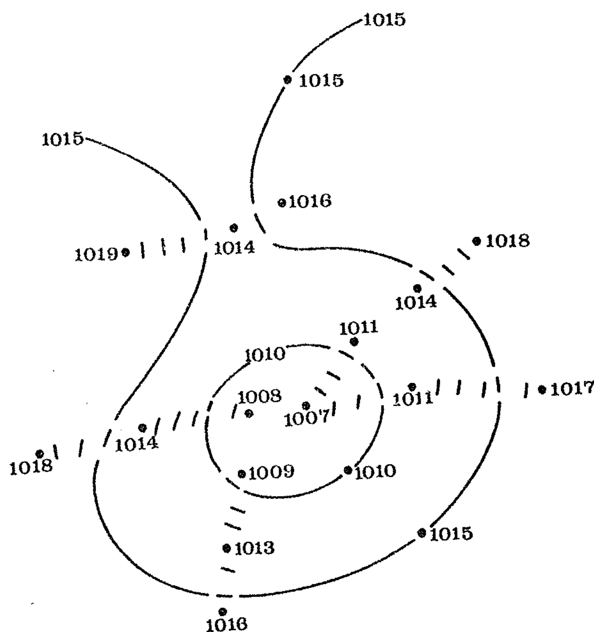
5.4.2. Izobare, oblici izobara i izobarske površine

Da bi se prikazala raspodela, ili drugačije promena, vazdušnog pritiska u horizontalnom pravcu iznad jedne oblasti, prethodno je potrebno, kao što je poznato, sve raspoložive vrednosti ovog meteorološkog elementa učiniti uporedljivim. To se postiže na način koji je opisan u paragrafu 5.3. (5.3.3). Ukoliko se ne radi samo o vrednostima za jedan odredjeni termin

merenja, kada se raspodela vazdušnog pritiska na posmatranom nivou najčešće koristi za operativne svrhe - tekuću analizu i prognozu vremena - potrebno je slično kao i kod temperature vazduha izvršiti statističko osrednjavanje podataka za željeni period (dan, sedmicu, dekadu, mesec, sezonu ili godinu). To se čini za odredjenu godinu ili za višegodišnji period, odnosno za niz podataka. U ovom poslednjem slučaju dobijeni podaci služe za prikaz srednje raspodele vazdušnog pritiska. Najčešće se tako dobijeni prikazi promene vazdušnog pritiska u horizontalnom pravcu koriste za istraživanja vremena i klime.

Vrednosti vazdušnog pritiska na morskom nivou, na koji se one najčešće svode, nanose se na odgovarajuća mesta na posebnim geografskim kartama. Povezivanjem tačaka sa istim vazdušnim pritiskom, pomoću izolinija koje se nazivaju izobare, dobija se raspodela vazdušnog pritiska za željeni trenutak ili period.

Izobare se obično izvlače na svakih 5 mb, i to kroz vrednosti vazdušnog pritiska koje su deljive sa 5. Zavisno od potreba, intervali izobara mogu biti manji ili veći. Na primer: jedna izobara, kao na slici 46, povezuje sva mesta gde je vazdušni pritisak 1015 mb, a neposredno sledeća izobara mesta gde je on 1010 mb, itd.



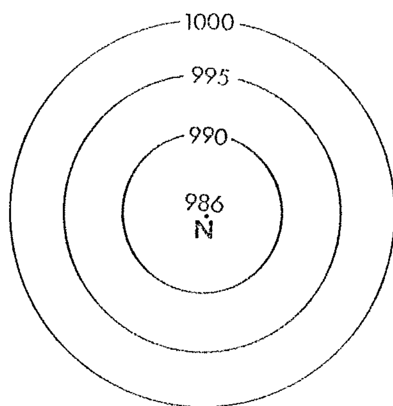
Slika 46.- Iterpolacija izobara

Pošto mreža meteoroloških stanica nije dovoljno gusta, iznad onih oblasti gde nema podataka o vazdušnom pritisku, vrši se tzv. interpolacija (umetanje) izobara. Na primer, ako se izvlači izobara od 1000 mb, izmedju dve stanice od kojih jedna ima vazdušni pritisak 1001 mb (B), a druga 997 mb (A), ona će proći neposredno pored stanice B, a od stanice A će se nalaziti na trostruko većem rastojanju. Tako bi, kako je prikazano na slici 46, u zavisnosti od raspoloživih vrednosti vazdušnog pritiska ova izobara bila interpolisana na različitim rastojanjima od stanica.

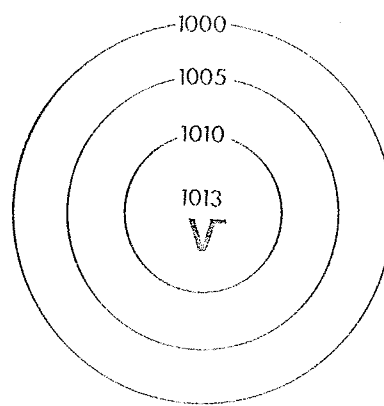
Izobare su, kao što se vidi na ovoj i sledećim slikama, prave ili više ili manje krive linije. Kolika će biti iskrivljenost izobara zavisi od posmatrane promene vazdušnog pritiska u horizontalnom pravcu.

Izobare različitih vrednosti se, razumljivo, ne mogu seći, jer u istoj tački ne mogu biti dve vrednosti vazdušnog pritiska.

Izobare u zatvorenim, više ili manje pravilnim, kružnim ili eliptičnim oblicima javljaju se u dva osnovna sistema. Ukoliko se u takvom sistemu, jedne ili više izobara, vazdušni pritisak smanjuje od periferije ka centru, tada se takav oblik izobara naziva ciklon ili depresija (slika 47). Tačka u kojoj je vazdušni pritisak najniži, naziva se centar i obeležava se slovom N (nizak). Oblast koju ovaj sistem izobara obuhvata naziva se polje niskog vazdušnog pritiska.



Slika 47.- Polje niskog vazdušnog pritiska - ciklon



Slika 48. - Polje visokog vazdušnog pritiska - anticiklon

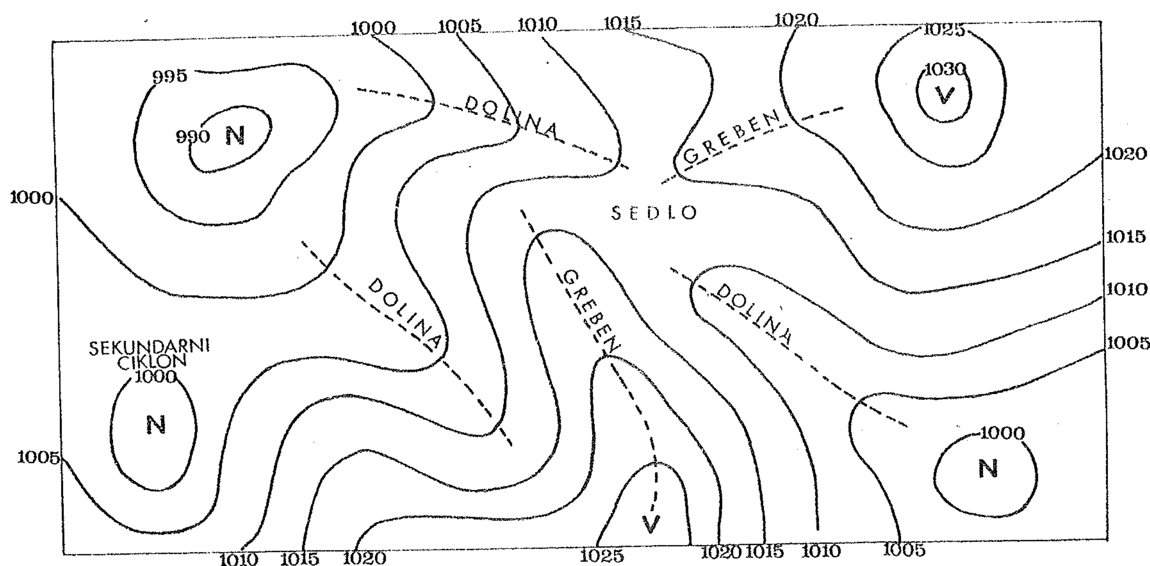
Zatvoreni sistem izobara, u kome se vazdušni pritisak povećava od periferije prema centru, naziva se anticiklon (slika 48). Tačka u kojoj je vazdušni pritisak najviši naziva se centar anticiklona, a oblast koja je ovim sistemom izobara obuhvaćena, polje visokog vazdušnog pritiska.

Veoma često u stručnoj literaturi izobarama prikazana raspodela vazdušnog pritiska naziva se polje pritiska ili barsko polje, a napred navedeni sistemi izobara barski sistemi.

Oblici izobara mogu biti veoma nepravilni i one se mogu pružati veoma krivudavo dajući barskim sistemima veoma različite izglede, uključujući tu i njihove sekundarne oblike. Ti sekundarni oblici izobara, koji predstavljaju delove osnovnih barskih sistema, su dolina i greben. To su klinasti izduženi ogranci, u prvom slučaju ciklona, a u drugom anticiklona (slika 49). Oni se pružaju izmedju dobro razvijenih barskih sistema suprotnog znaka.

Ukoliko se u okviru jednog barskog polja, pored glavnog jave sekundarni centri, onda oni predstavljaju tzv. sekundarne ciklone i anticiklone.

Polje pritiska izmedju unakrsno postavljenih ciklona i anticiklona naziva se sedlo.

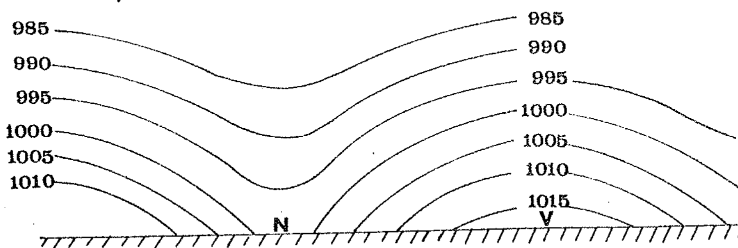


Slika 49.- Shema barskih sistema sa osnovnim i sekundarnim oblicima

Za potpuno razumevanje značenja raspodele vazdušnog pritiska na odredjenom nivou, nije dovoljno zadržati se samo na tumačenju izobara kao linija koje povezuju mesta sa istim vazdušnim pritiskom. Potrebno je poznavati i njihovo trodimenzionalno značenje.

Izobare na nivou mora, ili na bilo kom drugom nivou, u stvari predstavljaju raspodelu ili promenu vazdušnog pritiska u višeležećem prostoru. Ukoliko se želi prikazati njena vertikalna dimenzija, to se najpogodnije može učiniti pomoću tzv. izobarskih površina.

Ove zamišljene površine u atmosferi, na kojima je u svakoj tački vazdušni pritisak jednak, nemaju svuda istu visinu. Razlike su uslovljene različitom promenom vazdušnog pritiska sa visinom. One imaju veoma složen talasast oblik sa različitim nagibom, amplitudom i talasnom dužinom.

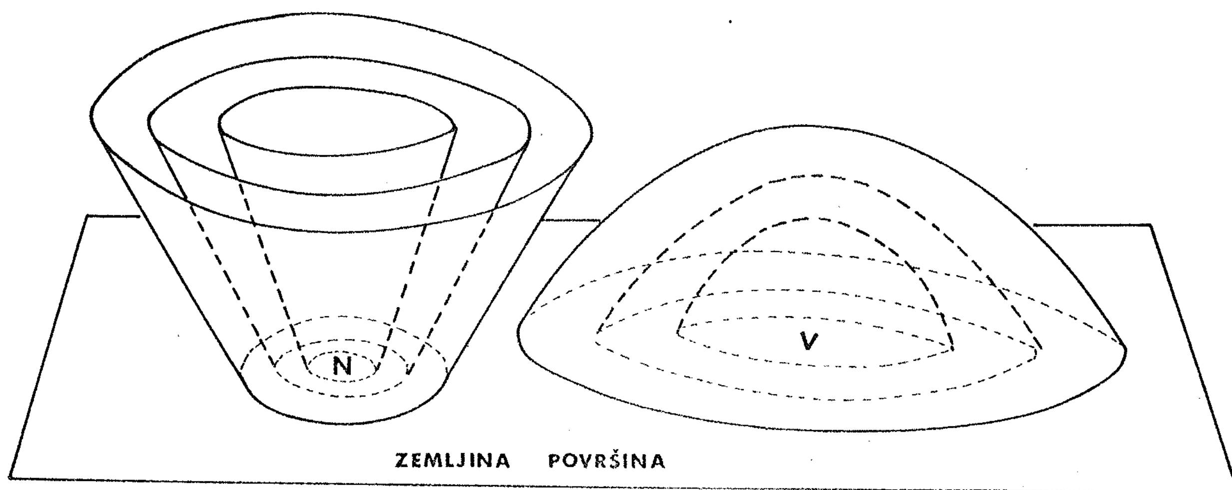


Slika 50.- Položaj izobarskih površina u oblasti visokog i niskog pritiska

U oblastima visokog pritiska izobarske površine su uzdignute, tj. ispupčene kao kupole. One se spuštaju, dobijajući udubljen (levkast) oblik u oblastima niskog pritiska (slika 50). Osim toga, pri istom vazdušnom pritisku na posmatranom nivou, one leže na većoj visini u toplom nego u hladnom vazduhu.

Linije preseka izobarskih površina sa posmatranom ravni predstavljaju linije istog vazdušnog pritiska - izobare.

U slučajevima kada se sa odabranim ravnima presecaju ispupčene izobarske površine, dobijene zatvorene linije preseka prikazuju polje visokog vazdušnog pritiska. Preseci konkavnih izobarskih površina sa horizontalnom ravni daju polje niskog vazdušnog pritiska (slika 51).



Slika 51.- Presek izobarskih površina sa horizontalnom ravni u oblasti visokog i niskog pritiska

Do koje visine se prostiru barski sistemi zavisi od intenziteta dinamičkih i termičkih činilaca koji utiču na njihovu pojavu i razvoj. U svakom slučaju, s obzirom da su ovi uticaji promenljivi i visina barskih sistema se menja u toku vremena. Ukoliko su jako razvijeni, barski sistemi mogu zahvatiti celu troposferu, pa čak i nižu stratosferu do visine od 18-20 km. Medjutim, u nekim slučajevima njihovo vertikalno prostiranje je ograničeno na prizemni sloj od svega 2-3 km.

Cikloni i anticikloni su veoma promenljivi i u horizontalnim dimenzijama, a takodje i po izraženosti, odnosno vrednosti vazdušnog pritiska u svom centru. Kaže se da anticikloni jačaju ili slabe, a cikloni produbljuju ili popunjavaju. Prečnik ciklona može izuzetno dostići i više od 3 000 km, a čestina onih sa oko 1 000 km je vrlo velika. Anticikloni imaju slične horizontalne dimenzije.

U umerenim i polarnim geografskim širinama vazdušni pritisak obično koleba izmedju 970 i 1040 mb. U izuzetnim vremenskim situacijama, u dubokim ciklonima umerenih geografskih širina, vazdušni pritisak se može spustiti do 925 mb, pa čak i niže. Najčešće vrednosti u Evropi su 990-1000 mb. U tropskom pojasu, u tzv. tropskim ciklonima, one su mnogo niže, o čemu će se govoriti na kraju sledeće glave (paragraf 6.13). Anticikloni, kao što je to slučaj u Istočnoj Aziji, dostižu u centru do 1070 mb, pa čak i do 1078 mb. U Evropi oni retko prelaze vrednost od 1050 mb, a najčešći su oni sa 1020 do 1030 mb.

Razmatranje drugih karakteristika ciklona i anticiklona biće predmet sledećeg poglavlja. U ovoj knjizi one neće biti date u potpunosti, jer se mogu naći u svim udžbenicima sinoptičke meteorologije. Medjutim, već do sada dati podaci o ovim barskim sistemima govore:da se radi o veoma složenim tvorevinama u atmosferi. Oni predstavljaju atmosferske poremećaje velikih razmera. Odlikuju se karakterističnim sistemom horizontalnih i vertikalnih vazdušnih strujanja i veoma složenim atmosferskim procesima i pojavama. Zbog svega toga, poznavanje raspodele vazdušnog pritiska na nekom delu Zemljine površine je veoma značajno. Ona predstavlja jednu od važnijih karakteristika atmosfere. S obzirom da je barska slika veoma promenljiva, mogu se,ukoliko se rade karte izobara od termina do termina merenja, od dana do dana ili meseca do meseca, pratiti sve promene. Naime, može se pratiti kako se barski sistemi javljaju, razvijaju i iščezavaju. Pri tome se mogu donositi zaključci o uzrocima tih promena u barskom polju tj. da li se radi o termičkim, dinamičkim ili kombinovano termičko-dinamičkim uticajima. To se naročito može, ako se istovremeno prati promena raspodele vazdušnog pritiska na više nivoa u atmosferi.

5.4.3. Raspodela vazdušnog pritiska na Zemljinoj površini

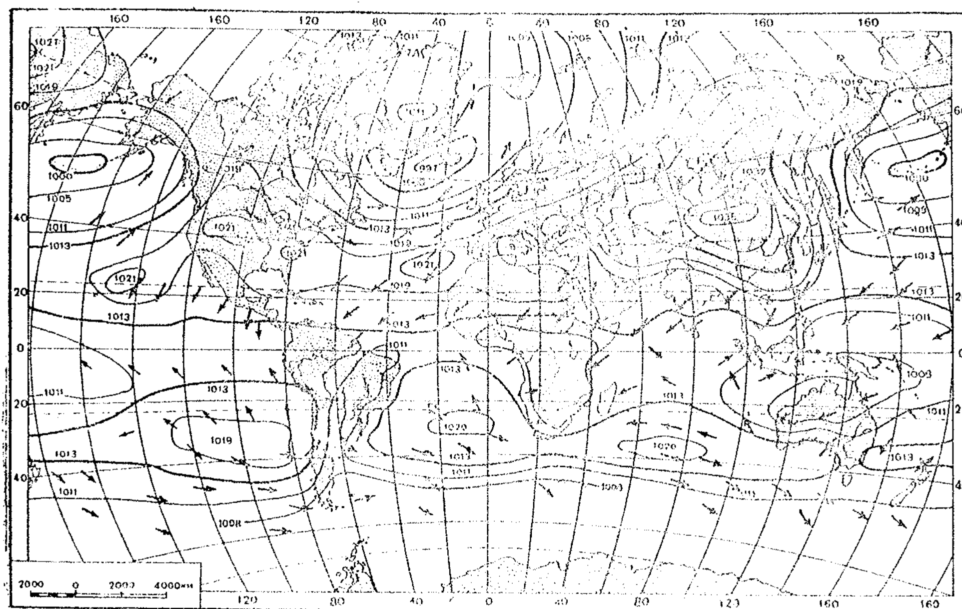
Za mnoge naučne i praktične svrhe veoma je značajno poznavanje srednje raspodele vazdušnog pritiska na Zemljinoj površini, na nivou mora.

Iz prethodnog paragrafa proizlazi da se bilo koja raspodela vazdušnog pritiska, ili bolje reći njegova promena u horizontalnom pravcu, može najpreglednije prikazati pomoću karata izobara. U slučaju srednje raspodele, o kojoj će ovde biti reči, izobare povezuju mesta sa istim srednjim vrednostima vazdušnog pritiska. Te vrednosti su dobijene osrednjavanjem dugogodišnjih rezultata merenja ovog meteorološkog elementa. Prema tome polje vazdušnog pritiska dobijeno pomoću ovih srednjih vrednosti, uslovljeno je preovladjujućim uticajem stvarnih barkih sistema u dužem vremenskom periodu. Naime, to srednje polje vazdušnog pritiska na neki način predstavlja rejonizaciju Zemljine površine na oblasti u kojima su cikloni ili anticikloni izrazitiji, češći i dugotrajniji u periodu na koji se ono odnosi.

Srednja raspodela vazdušnog pritiska može se prikazati za bilo koji vremenski period, što zavisi od njene namene. To mogu biti meseci, godišnja doba ili godine. Najčešće se, naročito za celu Zemljinu površinu, ona prikazuje za ekstremne mesece - januar i juli. Uporedjenjem srednje raspodele vazdušnog pritiska u tim mesecima, najbolje se uočavaju promene koje su pretežno uslovljene termičkim uticajem podloge.

U januaru (slika 52) oko ekvatora se nalazi tzv. ekvatorijalna depresija. U njoj najniža vrednost vazdušnog pritiska iznosi oko 1010 mb. Pošto se ovo polje niskog vazdušnog pri-

tiska poklapa sa pojasom najjačeg zagrevanja, nije teško zaključiti da je ono termičkog porekla. To znači da će ekvatorijalna depresija na obe hemisfere u toplijim delovima godine biti više pomerena prema većim geografskim širinama iznad kontinenata.



Slika 52.- Srednja raspodela vazdušnog pritiska na Zemljinoj površini u januaru, prema V.M. Skljarovu

Od ove oblasti vazdušni pritisak raste prema većim geografskim širinama. Najvišu vrednost sa obe strane ekvatora dostiže izmedju 25° i 35° g.š. U toj zoni nalazi se pojas suptropskog visokog vazdušnog pritiska. On se u stvari sastoji od više odvojenih polja visokog vazdušnog pritiska.

Ovi suptropski anticikloni se pretežno nalaze iznad okeana, a uslovljeni su nagomilavanjem vazduha u suptropskom delu troposfere, o čemu će biti reči u sledećoj glavi (paragraf 6.10). Prema tome, to su anticikloni dinamičkog porekla.

Na severnoj polulopti suptropski pojas visokog vazdušnog pritiska čine dva prostrana anticiklona. To su azorski iznad Atlantskog okeana i havajski iznad Tihog okeana. Imena su dobili, kao i svi ostali barički sistemi srednje raspodele vazdušnog pritiska, prema mestu ili oblasti u kojoj im se nalazi centar. U ovom slučaju to su Azorska i Havajska ostrva.

U suptropskom pojasu južne polulopte nalaze se tri anticiklona, i to: južnotihookeanski, južnoatlantski i iznad Indijskog okeana indijski anticiklon.

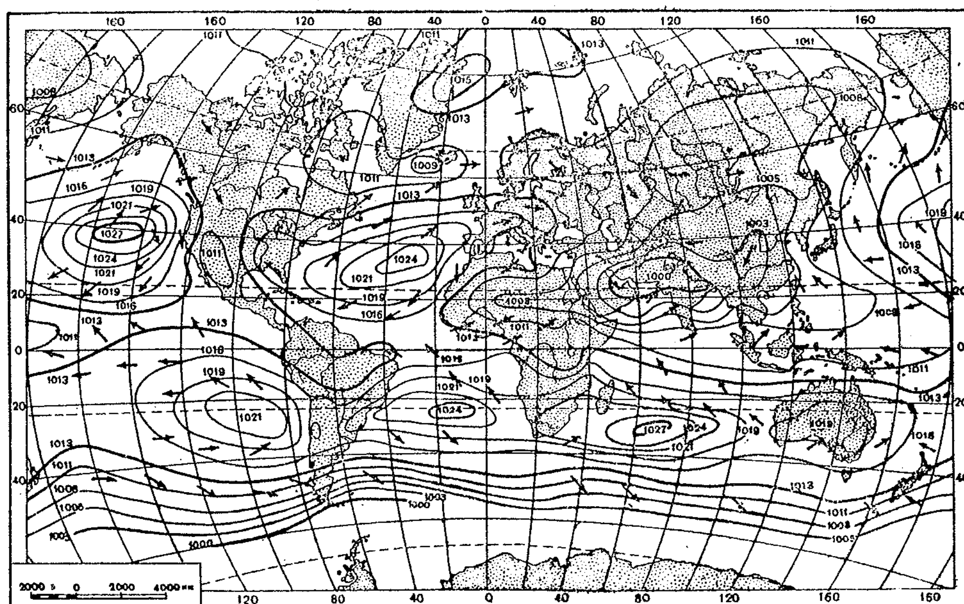
Dalje prema polovima vazdušni pritisak opada i dostiže najnižu vrednost izmedju 50^{o} i 70^{o} g.š. Na severnoj polulopti u ovom pojasu niskog vazdušnog pritiska umerenih geografskih širina nalaze se dve prostrane i duboke depresije. Iznad Atlantskog okeana, to je islandska depresija sa centrom od oko 997 mb. Aleutska depresija, u kojoj je najniža vrednost vazdušnog pritiska oko 1000 mb, nalazi se u to vreme iznad Tihog okeana.

U ovom najhladnijem delu godine severne polulopte iznad veoma rashladjenih kontinenata Severne Amerike i Evroazije, vladaju anticikloni termičkog porekla. Iznad Evroazije širi se veoma prostran i jak azijski ili sibirski anticiklon. U njegovom centru, koji se nalazi u graničnom delu izmedju Mongolije i Kine, vazdušni pritisak ima vrednost od oko 1035 mb. Drugi kontinentalni anticiklon iznad Severne Amerike, tzv. kanadski anticiklon, znatno je slabiji. Vrednost vazdušnog pritiska u centru mu je 1021 mb.

U umerenom pojasu južne polulopte, zbog skoro potpunog odsustva kopnenih površina, izobare se pružaju približno paralelno sa uporednicima. To znači da polje niskog vazdušnog pritiska južne polulopte, sa najnižom vrednošću izmedju 60^{o} i 65^{o} g.š., obuhvata celu hemisferu bez prekida.

Od umerenih geografskih širina u pravcu Arktika i Antarktika vazdušni pritisak opet raste i iznad ovih polarnih oblasti šire se jaki anticikloni termičkog porekla.

U julu (slika 53) srednja raspodela vazdušnog pritiska je nešto izmenjena u odnosu na januar. Te promene se sastoje ili u potpunoj izmeni znaka barskog polja, ili u promeni njegove izraženosti i geografskog položaja.



Slika 53.- Srednja raspodela vazdušnog pritiska na Zemljinoj površini u julu, prema V.M. Skljarovu

Promene su naročito velike na severnoj polulopti, koja se odlikuje većom nehomogenošću podloge.

U ovom srednjem letnjem mesecu severne polulopte, a srednjem zimskom južne polulopte, iznad ekvatorijalnih oblasti i dalje se nalazi termička depresija. Medjutim, ona je, u zavisnosti od pomeranja termičkog ekvatora prema severu, i sama pomerena u tom pravcu u odnosu na položaj u januaru. To je naročito izraženo iznad jako zagrejanih kopnenih površina.

Suptropski pojas visokog vazdušnog pritiska zadržava se na obe polulopte, i to sa svim svojim anticiklonima. Menja mu se samo položaj i intenzitet, o čemu će biti reči na kraju ovog paragrafa.

Na severnoj polulopti aleutska depresija u ovo doba godine je potpuno iščezla, a islandska depresija, kao slabo polje niskog vazdušnog pritiska sa vrednošću u centru od oko 1009 mb, zadržava se u krajnjem severnom delu Atlantskog okeana, oko Islanda.

Iznad zagrejanih kontinenata Severne Amerike i Evroazije šire se prostrane depresije termičkog porekla:kanadska i azijska ili persijska. Ova poslednja, čiji se centar nalazi u rejonu Avganistan - Iran, ima najnižu vrednost od oko 1000 mb.

Iznad arktičkih oblasti polarni anticiklon je osetno oslabljen.

Na južnoj polulopti, zbog veće homogenosti podloge, srednja raspodela vazdušnog pritiska nije znatnije izmenjena u odnosu na januar. Promene su uglavnom u izraženosti i položaju glavnih barskih sistema. Najveća promena se zapaža iznad kopnenih površina, gde je vazdušni pritisak, usled rashladjujućeg uticaja podloge, osetno porastao. Zahvaljujući tome pojas visokog vazdušnog pritiska, koji čine suptropski dinamički anticikloni, postaje neprekidan.

Polje niskog vazdušnog pritiska južne polulopte u ovom delu godine je izrazitije, tj. dublje i prostranije.

Antarktički anticiklon je znatno pojačan.

Iz srednje raspodele vazdušnog pritiska za januar i juli mogu se izvući još neki važni zaključci koji dopunjavaju znanja o promeni ovog meteorološkog elementa u horizontalnom pravcu, i to:

1. Raspodela vazdušnog pritiska na celoj Zemljinoj površini, kao što je pozna-

to, zavisi u većoj ili manjoj meri od termičkog uticaja podloge. Hladnije površine (kopno zimi, a vodene površine leti) uslovljavaju razvoj ili jačanje polja visokog vazdušnog pritiska, a popunjavanje, čak i do potpunog iščezavanja, polja niskog vazdušnog pritiska. Toplije površine (kopno leti, a vodene površine zimi) imaju suprotan efekat. To znači da se ovi uticaji osećaju i u dinamičkim poljima vazdušnog pritiska.

Opisane promene polja niskog pritiska umerenog pojasa, koje je dinamičkog porekla, navode na takav zaključak. Ova polja se produbljuju i šire ka manjim geografskim širinama u periodima kada okeani deluju zagrevajuće, a popunjavaju i povlače ka većim geografskim širinama kada je taj uticaj rashladjujući.

Iako u osnovi dinamički procesi uslovljavaju i suptropske pojaseve visokog vazdušnog pritiska, njihova jačina se menja u zavisnosti od termičkog uticaja okeana. Tako, na primer, januara meseca u centru azorskog i havajskog anticiklona, koji su tada pod zagrevajućim uticajem okeana oslabljeni i povučeni prema ekvatoru, vazdušni pritisak je oko 1021 mb.

U julu, kada zbog rashladjujućeg uticaja okeana, dostižu najveći intenzitet i širenje prema većim geografskim širinama, ovi dinamički anticikloni imaju vrednost pritiska u centru izmedju 1024 i 1027 mb. Svakako da iste promene, u odgovarajućim godišnjim dobima, doživljavaju i suptropski anticikloni južne polulopte.

Uticaj nejednakog zagrevanja i hladjenja Zemljine površine na polje vazdušnog pritiska oseća se i u slobodnoj atmosferi. Zbog toga karta izobara na visini od 4 km iznad nivoa mora ima skoro isti oblik kao karta na nivou mora, samo sa nižim vrednostima. Iznad ove visine uticaj Zemljine površine je sve manji. Tako se na većim visinama visoki pritisak nalazi iznad ekvatora. U pravcu polova pritisak se smanjuje pa se iznad njih nalazi nizak vazdušni pritisak. Ovakva raspodela vazdušnog pritiska u nižim i višim slojevima iznad Zemljine površine ima, kao što će se videti u sledećem poglavlju, veliki uticaj na sistem vazdušnog strujanja velikih razmera.

2. I manje morske površine, kao što su Karipsko, Sredozemno, pa čak i Jadransko i Crno more, utiču na srednju raspodelu vazdušnog pritiska. Njihov termički uticaj je naročito jak u hladnijem delu godine i manifestuje se u manje ili više izraženim poljima niskog vazdušnog pritiska, kao što su meksička depresija, sredozemna depresija, crnomorska depresija itd.

3. Svi barski sistemi mogu se podeliti na stalne (permanentne) i sezonske. U

prvu grupu spadaju oni barski sistemi koji se u srednjoj raspodeli vazdušnog pritiska održavaju cele godine. Menja im se samo izraženost i položaj.

Kao što se može zaključiti iz prethodnog izlaganja, to su: ekvatorijalna depresija, suptropski anticikloni, pojasi niskog vazdušnog pritiska umerenih širina i polarni anticikloni.

Prvi i poslednji barski sistemi održavaju se u toku cele godine zbog stalnog jednoznačnog termičkog uticaja podloga iznad kojih se nalaze. Ostali permanentni barski sistemi su, kao što je već više puta naznačeno, posledica dinamičkih procesa u atmosferi koji se takodje jednoznačno održavaju cele godine.

Sezonski barski sistemi su isključivo termičkog porekla i javljaju se iznad kopna, sa izuzetkom depresija iznad manjih morskih površina. To su u toku leta kontinentalne depresije, kao što su npr. persijska i severnoamerička. U toku zime to su kontinentalni anticikloni. Na primer, sibirski i kanadski anticiklon.

4. Antarktički anticiklon je znatno jači od arktičkog. Ovaj poslednji ima više centara, od kojih najvišu vrednost ima onaj koji se nalazi iznad Grenlanda.

Uzrok ovome je prostranija i kompaktnija ledena površina u južnoj polarnoj oblasti.

Svi barski sistemi, bez obzira da li su termičkog ili dinamičkog porekla i da li su sezonski ili permanentni, imaju veliki uticaj na vazdušna strujanja većih razmera, odnosno na tzv. sistem opšte i regionalne cirkulacije atmosfere o kojima će biti reči u sledećem poglavlju. Oni su takodje u vezi sa nizom drugih atmosferskih procesa i pojava. Zbog toga se ponekad nazivaju i akcioni centri.

Najznačajniji akcioni centri za Evropu su sibirski i azorski anticikloni, kao i islandska i sredozemna depresija. Ovi barski sistemi su od posebnog značaja za vreme i klimu naše zemlje.

5.5. SREDNJI VAZDUŠNI PRITISAK I TEŽINA ATMOSFERE

Srednji vazdušni pritisak na Zemljinoj površini, za koji se uzima vrednost na morskom nivou, nije realan. On je osetno povećan u odnosu na njegovu stvarnu vrednost. U

stvari on sadrži i vrednost pritiska nepostojeće mase vazduha, čiju zapreminu iznad morskog nivoa popunjava kopno sa svojim uzvišenjima. Prema proračunima, koji su ovo uzimali u obzir oduzimanjem nepostojeće mase vazduha, dobijeno je da je srednji pritisak na svaki cm^2 Zemljine površine oko 740 mm Hg. Na osnovu ovog podatka moguće je veoma jednostavno odrediti težinu celokupne mase vazduha u atmosferi, ako se on pomnoži sa specifičnom težinom cm^3 žive i površinom Zemlje. Rezultat ovog izračunavanja je sledeći:

$$74 \cdot 13,5955 \cdot 51 \times 10^{17} = 513 \cdot 10^{16} \text{ kg.}$$

Prema tome, celokupna masa atmosfere iznosi oko 5 130 biliona tona, što odgovara masi milionitog dela Zemlje.

Uzimajući ovaj proračun kao i proračun u paragrafu 5.2, može se zaključiti da na svaki m^2 Zemljine površine u srednjem atmosfera vrši pritisak masom od oko 10 tona, a na morskom nivou od oko 10,3 tona. Površina čovekovog tela iznosi 1,2 - 1,5 m^2, pa prema tome na njega atmosfera pritiskuje ukupnom masom od oko 12 do 15 tona. Medjutim, čovek i ostala živa bića na Zemljinoj površini ne osećaju na sebi tu veliku težinu, zato što su prilagodjeni za život pod tim uslovima. U njihovim unutrašnjim organima vlada pritisak koji je ravan spoljnjem tj. on je uravnotežen sa vazdušnim pritiskom. Čovek može bez posledica podneti kolebanja vazdušnog pritiska koja se javljaju na Zemljinoj površini. Bez posebnih zaštitnih uredjaja, posle odgovarajućih treninga u cilju prilagodjavanja, on može podneti i znatno više i niže vrednosti vazdušnog pritiska od onih koje vladaju u blizini morskog nivoa. Tako se bez gnjuračkog odela, uz korišćenje maske sa kiseonikom, može spustiti do dubine od 50-80 m. Na visinama od 6000 do 8000, pa čak i više metara, na visokim planinama ili u letilicama sa neregulisanim pritiskom, trpi tegobe, ali su one pretežno uslovljene smanjenom količinom kiseonika. Da se može prilagoditi životu na velikim visinama, gde je masa atmosfere smanjena na polovinu, pokazuju stalna naselja na Južnoameričkim Andima, na Pamiru ili na prevojima Himalaja na visini od oko 5 000 m. Svakako da čovekov organizam ne bi mogao podneti smanjeni vazdušni pritisak iznad 9-10 km bez specijalnih zaštitnih odela, čak i sa maskom za kiseonik. Iznad te visine unutrašnji (organski) i spoljnji (atmosferski) pritisak se više ne mogu uravnotežiti.

Na kraju ove glave značajno je napomenuti da se masa atmosfere iznad Zemljinih polulopti menja u zavisnosti od godišnjih doba. Jedan deo mase vazduha iznad polulopte na kojoj vlada leto, zbog širenja zagrejane atmosfere, prelazi na suprotnu poluloptu. Od oktobra do aprila vazduh otiče sa južne na severnu poluloptu u masi od 17,5 biliona tona. Približno ista masa od maja do septembra kreće se u suprotnom pravcu. Takva kretanja vazduha svakako uslovljavaju odgovarajuće promene srednjeg vazdušnog pritiska na površini Zemljinih polulopti.

GLAVA 6

VAZDUŠNA STRUJANJA

U prethodnoj glavi rečeno je da se atmosfera nijednog trenutka ne nalazi u stanju mirovanja, već predstavlja dinamičku sredinu, u kojoj se vazduh neprekidno kreće u vertikalnom i horizontalnom pravcu. Ova kretanja vazduha, različitog i promenljivog pravca i brzine, zahvataju sve slojeve atmosfere i imaju vanredno veliki značaj za skoro sve atmosferske procese i pojave, pa prema tome i za život na Zemlji. Tako, na primer, ona su uzrok neperiodskih promena meteoroloških elemenata. Veoma značajnu ulogu imaju u procesima kruženja vode u atmosferi, pa prema tome i u obrazovanju magli, oblaka i padavina. Zahvaljujući njima, onemogućena je velika koncentracija pridodataka atmosfere u prizemnim slojevima vazduha, itd.

Vertikalno kretanje vazduha - uzlazno i silazno - naziva se atmosfersko ili vazdušno strujanje. Kretanje vazduha u horizontalnom pravcu naziva se vetar. U ovom poglavlju biće objašnjeni uzroci postanka ovih strujanja vazduha, kao i njihove najznačajnije osobine.

6.1. POSTANAK VETRA

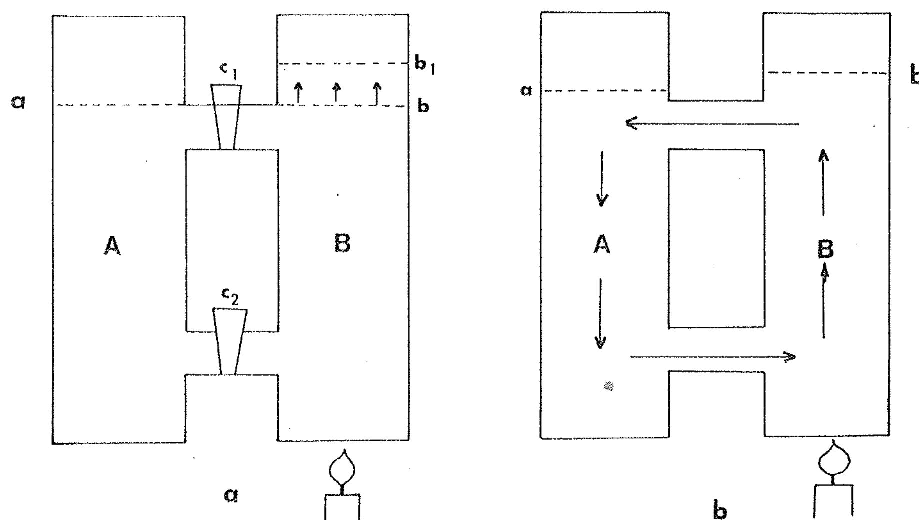
Da bi se u potpunosti upoznale osobine vetra, neophodno je detaljno upoznati uzroke njegovog postanka.

Postanak vetra najlakše je objasniti pomoću jednostavnog fizičkog ogleda i odgo-

varajućeg fizičkog modela u atmosferi.

U dva suda (A i B) podjednakih dimenzija (slika 54a), koji su medjusobno spojeni cevima, nalazi se tečnost do istog nivoa npr. do vrha gornje spojne cevi (nivo a - b). Ovi sudovi su dobro izolovani, tako da promena toplotnog stanja jednog nema uticaja na toplotno stanje drugog.

U početku eksperimenta temperatura celog ovog sistema spojenih sudova je jednaka i tečnost u njima nalazi se u stanju mirovanja. Osim toga, sudovi su medjusobno odvojeni čepovima (C i C_1).



Slika 54.- Cirkulacija tečnosti u različito zagrejanim spojenim sudovima

Dovodjenjem toplotne energije u sud B ne menja se toplotno stanje u sudu A. Usled zagrevanja povećavaće se zapremina tečnosti u sudu B i ona će se širiti u jedino mogućem pravcu - naviše. Ovim povećanjem nivoa tečnosti, na primer do položaja b_1, izmeniće se odnos prema sudu A, u kome je tečnost ostala na prvobitnom nivou. Naime, dok će na dnu oba suda pritisak tečnosti ostati isti zbog nepromenjene količine, na nivou a - b u sudu B će se povećati, u srazmeri sa masom vode od nivoa b do nivoa b_1.

U tako uspostavljenom stanju, pri otklanjanju čepova C i C_1 (slika 54b) u sistemu spojenih sudova javlja se težnja da se pritisci na svim nivoima ponovo izjednače. U takvoj težnji uspostavljanja prvobitne ravnoteže tečnost će iz suda B oticati u sud A kroz gornju spojnu cev. Na taj način povećaće se ukupna masa tečnosti u sudu A, a smanjiti u sudu B. To će dovesti

do narušavanja ravnoteže u donjim delovima sudova, tj. povećaće se pritisak na dnu suda A, a smanjiti na dnu suda B. Kao rezultat tako uspostavljene razlike, takodje kao posledica težnje za uspostavljanje ravnoteže, javiće se strujanje tečnosti od suda A prema sudu B, kroz donju spojnu cev. Kao kompenzaciona strujanja ovom priticanju i oticanju tečnosti, istovremeno će se javiti u sudu B uzlazno a u sudu A silazno strujanje.

Tako uspostavljeni sistem kružnog kretanja tečnosti održavaće se sve dok postoji termička razlika izmedju suda A i B.

Na osnovu ovog eksperimenta dolazi se do veoma značajnog zaključka da je do kretanja tečnosti došlo usled nejednakih pritisaka u sudovima A i B, a koji su posledica njihovog različitog toplotnog stanja.

Na veoma sličan način, usled nejednakog toplotnog stanja Zemljine površine, pa prema tome i vazduha iznad nje, nastaju razlike u vazdušnom pritisku. U težnji da se na taj način narušena ravnoteža u atmosferi ponovo uspostavi, javljaju se strujanja vazduha. Horizontalna komponenta ovih strujanja, kao što je već istaknuto, naziva se vetar.

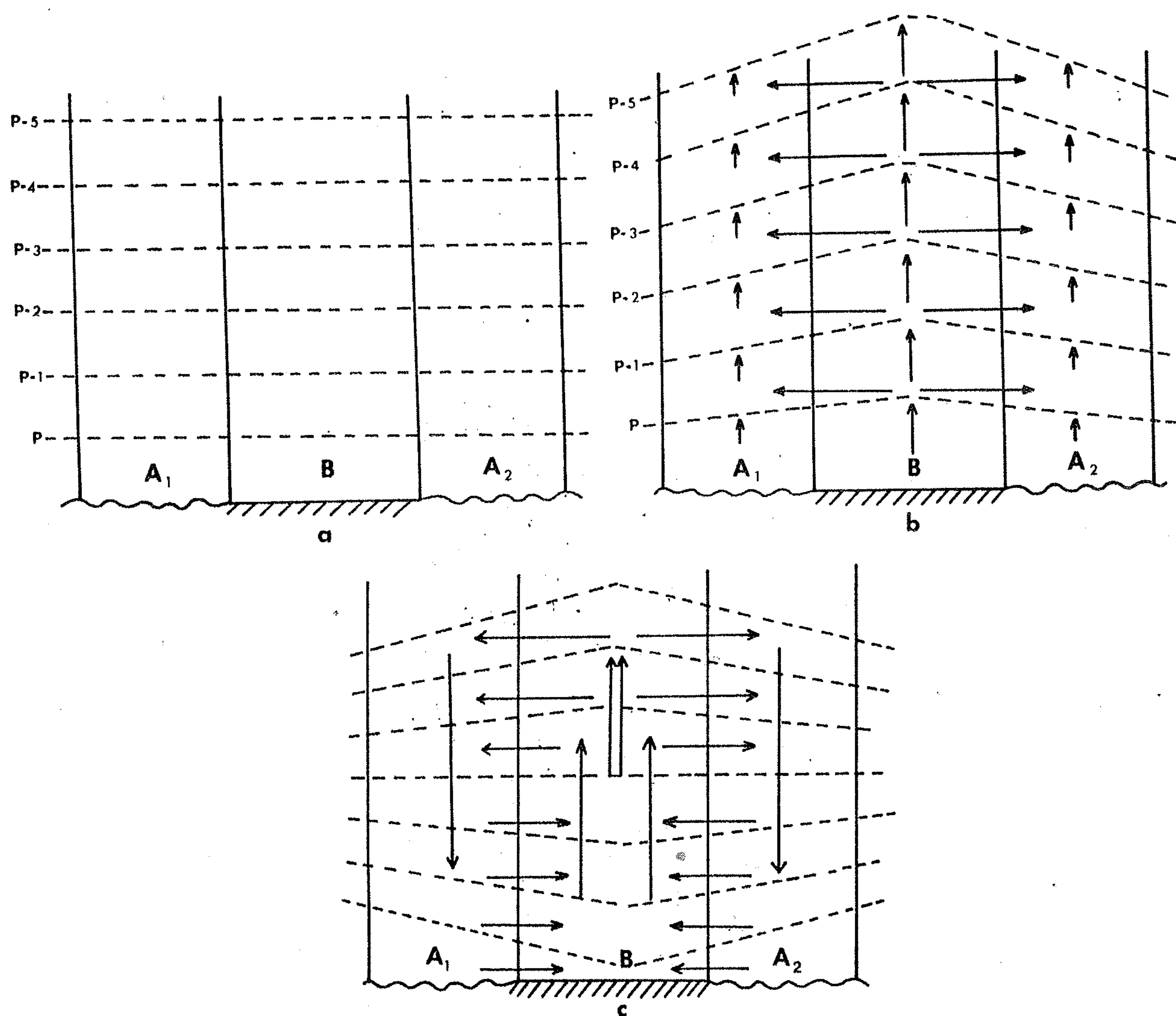
Proces pojave vetra može se objasniti na sledeći način.

U atmosferi, u kojoj ne bi bilo razlika u temperaturi u horizontalnom pravcu, i u kojoj bi vertikalni gradijent temperature vazduha svuda bio isti, vazdušni pritisak bi na istoj visini bio svuda isti. To znači, ukoliko se zanemare neznatne razlike zbog promene sile Zemljine teže sa geografskom širinom, da bi površine istog vazdušnog pritiska - izobarske površine - bile približno vodoravne i medjusobno paralelne. U tako zamišljenoj atmosferi, isto kao i u opisanim spojenim sudovima pre uspostavljanja razlike u toplotnom stanju, ne bi bilo nikakvih opštih kretanja vazduha.

Zamislimo u takvoj atmosferi vazdušne stubove, koji se nalaze iznad fizički različitih delova Zemljine površine. Na primer, stub A_1 i A_2 iznad vodene, a stub B iznad kopnene površine (slika 55).

Pretpostaviom da je stanje potpune ravnoteže u atmosferi uspostavljeno pre izlaska Sunca (slika 55a).

Sa početkom insolacije, kao što je poznato, vazduh u stubu B brže će se i jače zagrevati, nego u stubovima A_1 i A_2, zbog poznatih razlika u zagrevanju delova Zemljine površine iznad kojih se nalaze.



Slika 55.- Razvoj sistema strujanja vazduha iznad nejednako zagrejanih delova Zemljine površine

Zbog toga će se vazduh u stubu B više širiti nego u stubovima A_1 i A_2, i to u vertikalnom pravcu naviše. Naime, izvesne masa vazduha prelaziće iz nižih u više slojeve. U prvom momentu to neće dovesti do promene vazdušnog pritiska na donjoj granici atmosfere, jer ukupna masa vazduha u stubovima ostaje nepromenjena. Medjutim, prelaskom odredjene mase vazduha iz nižih u više slojeve, na svim nivoima iznad Zemljine površine vazdušni pritisak će se povećavati. Izobarske površine će se zbog toga podizati, i to više u stubu B nego u stubovima A_1 i A_2. To znači da će se izmedju ovih stubova na istim nivoima uspostaviti razlika u vazdušnom pritisku (slika 55b).

U težnji da se narušena ravnoteža ponovo uspostavi, vazduh će početi da struji

iz stuba B prema stubovima A_1 i A_2. Na taj način masa vazduha u ovim poslednjim će se povećavati, a u stubu B smanjivati. To će usloviti u donjim slojevima stubova A_1 i A_2 povećanje vazdušnog pritiska i uzdizanje izobarskih površina, a u stubu B smanjenje vazdušnog pritiska i spuštanje izobarskih površina (slika 55c).

U tako uspostavljenoj razlici vazdušnog pritiska u nižim slojevima, usled priticanja odnosno oticanja vazduha, u težnji da se ona likvidira, javiće se prizemno horizontalno strujanje, tj. vetar od stubova A_1 i A_2 prema stubu B. Istovremeno, u stubovima A_1 i A_2 javiće se silazno, a u stubu B uzlazno kompenzaciono strujanje.

U slučajevima kada je toplotno stanje vazduha u ovim atmosferskim stubovima suprotno, što se dešava noću, javlja se suprotan položaj izobarskih površina, tj. potpuno suprotna raspodela vazdušnog pritiska i prema tome i obrnut sistem vazdušnih strujanja i vetrova.

Ovaj kružni sistem strujanja postojaće, kao i u slučaju spojenih sudova, sve dok postoji termička razlika izmedju vazduha u stubovima A_1 A_2 i B. On će biti jači, ukoliko je ova razlika u toplotnom stanju veća, tj. što je razlika u vazdušnom pritisku, kao njena posledica, veća.

Sve napred izneto jasno ukazuje da su kretanja vazduha posledica težnje atmosfere da likvidira uspostavljene razlike u vazdušnom pritisku. Pošto na Zemljinoj površini i u vazduhu iznad nje, stalno postoje, ili se uspostavljaju, razlike u toplotnom stanju, atmosfera se nalazi u neprekidnom kretanju. Ona je, kao što je već u uvodu napomenuto, izrazito dinamička sredina.

Iako je iz prethodnih objašnjenja jasno, ipak nije nekorisno napomenuti da do horizontalnog kretanja vazduha dolazi iz oblasti visokog prema oblasti niskog vazdušnog pritiska. Ove razlike u vazdušnom pritisku očigledno su posledica nejednake raspodele i efekta Sunčeve toplotne energije na Zemlji. Prema tome, u suštini vetar se može smatrati pojavom koja nastaje kao posledica pretvaranja Sunčeve toplotne energije u energiju kretanja vazduha.

6.2. ODREDJIVANJE VETRA

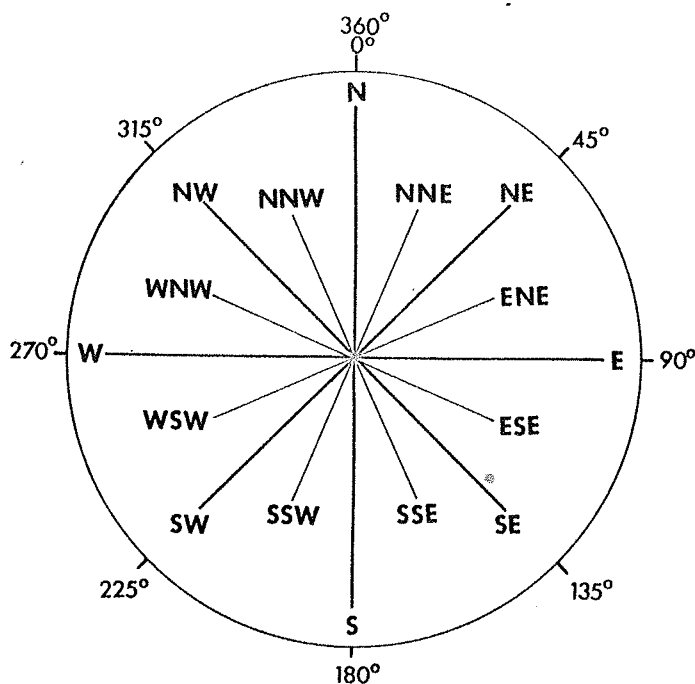
Vetar je u osnovi odredjen kada su mu poznate osnovne karakteristike, odnosno pokazatelji - pravac i brzina.

Ovi pokazatelji odredjuju se pomoću instrumenata za merenje vetra, kao što su

vetrokazi (vetromeri), anemometri i anemografi.

Pravac, ili fizički tačnije smer, vetra odredjuje se prema onoj geografskoj strani sveta, odnosno onoj tački horizonta iz koje on duva. Tako, na primer, ako vetar duva sa severa, naziva se severnim, ako duva sa juga južnim, itd.

U meteorologiji pravci vetra se odredjuju prema tzv. ruži vetra od 8 i 16 pravaca, pa čak i od 32 pravca. Najčešće je u upotrebi ruža vetra od 16 pravaca (slika 56).



Slika 56.- Ruža vetra

Nazivi pravaca vetra odredjeni su medjunarodnim dogovrom i oni najčešće, pored nacionalnih, nose engleske nazive strana, medjustrana i medju-medju strana sveta. U stručnoj literaturi i u svakodnevnoj praksi obično se beleže samo početna slova ovih engleskih naziva. Na primer vetar severnog pravca (engleski North) obeležava se slovom N, vetar jugozapadnog pravca (engleski Southwest) slovima SW, vetar jugo-jugoistočnog pravca (engleski South-south east) slovima SSE, itd.

Pravac, odnosno smer vetra odredjuje se i lučnim stepenima kruga horizonta, od 0° do 360° tj. azimutom. Tako, na primer, glavnim pravcima odgovaraju sledeći lučni stepeni:

Sever (N) = 360^{o} ili 0^{o}; jug (S) = 180^{o}; istok (E) = 90^{o} i zapad (W) = 270^{o}.

Pod brzinom vetra podrazumeva se predjeni put vazduha u jedinici vremena. Ovaj pokazatelj vetra može se izražavati u metrima u sekundu (m/sek) ili u kilometrima na čas (km/čas). U zemljama engleskog govornog područja, i u nekim zemljama bivšim engleskim kolonijama, kao i za neke praktične svrhe u medjunarodnoj praksi (vazduhoplovstvo i pomorstvo), za odredjivanje brzine vetra primenjuje se jedinica čvor (engleski knot) u seknudi ili milja na čas*).

Kada se ne raspolaže instrumentima za merenje brzine vetra, za njeno odredjivanje koristi se tzv. jačina vetra. Pod ovim pokazateljem vetra podrazumeva se sila kojom vetar deluje na objekte koji mu se suprotstavljaju.

Jačina vetra može se odrediti pomoću najjednostavnijeg instrumenta za merenje vetra - vetrokaza. Ona se takodje može odrediti, ili bolje reći proceniti, vizuelno na osnovu efekta vetra na razne objekte na Zemljinoj površini. U te svrhe koristi se tzv. Boforova skala ili lestvica. Ovu skalu, koja je u jednostavnijem obliku data je u tabeli 29, sastavio je engleski admiral Bofor (Francis Beaufort) u periodu 1805-1808.g. Ona je, posle niza prepravki i dopuna, prihvaćena za medjunarodnu upotrebu i koristi se u meteorologiji i danas. Prvobitno je bila sastavljena samo na osnovu dejstva vetra na morsku površinu i brodove, ali je kasnije prilagodjena i dejstvu vetra na objekte na kopnu. Vremenom, za svaki stepen Boforove skale odredjen je odgovarajući interval brzine vetra. Na taj način pomoću nje je omogućeno uporedjenje dobijenih vrednosti sa izmerenim brzinama vetra.

U skraćenom obliku Boforova skala ima 13 stepeni, odnosno jačina vetra (0-12). U proširenom i mnogo preciznijem obliku, koji je medjunarodno usvojen u okviru Svetske meteorološke organizacije i nalaži se sada u primeni, ima 19 stepeni, odnosno jačina.

S obzirom na sve veću primenu savremenih instrumenata za merenje brzine vetra, Boforova skala je u sve manjoj upotrebi i u dogledno vreme imaće samo istorijski značaj.

6.3. UNUTRAŠNJA STRUKTURA VETRA - MAHOVITOST

Svakodnevnim merenjima, ili vizuelnim osmatranjima efekta vetra, može se zaključiti da je on veoma promenljiv kako po pravcu, tako i po brzini. Naročito je značajna njegova osobina da neprekidno menja brzinu, a koja se naziva mahovitost, udarnost ili rafalnost.

Tabela 29. Boforova skala

Broj po Boforu	Opis pojava u prirodi koje služe za ocenu brzine vetra	Naziv vetra	Odgovarajuće brzine vetra	
			m/sek	km/čas
0	Tiho, dim se diže uspravno u vis	Tišina	0-0,2	1
1	Pravac vetra ne može se odrediti vetrokazom već po kretanju dima	Lak povetarac	0,3-1,5	1-5
2	Vetar se oseća, lišće treperi, vetrokaz se pokreće	Povetarac	1,6-3,3	6-11
3	Lišće i grančice stalno se klate; razvijaju se lake zastave	Slab vetar	3,4-5,4	12-19
4	Vetar podiže prašinu i listove hartije i pokreće male grane	Umeren vetar	5,5-7,9	20-28
5	Tanja lisnata stabla se ljuljaju; obrazuju se mali talasi sa krestama na vodi	Umereno jak vetar	8,0-10,7	29-38
6	Pokreću se velike grane na drveću; čuje se zujanje telefonskih žica; otežana je upotreba kišobrana	Jak vetar	10,8-13,8	39-49
7	Drveće se ljulja; hodanje uz vetar je otežano	Vrlo jak vetar	13,9-17,1	50-61
8	Vetar lomi grane na drveću; hodanje protiv vetra je veoma teško, skoro nemoguće	Olujni vetar	17,2-20,7	62-74
9	Laka oštećenja na zgradama (vetar otkida oluke, ruši dimnjake i obara crep)	Oluja	20,8-24,4	75-88
10	Nastaju jaka oštećenja na zgradama; vetar čupa drveće iz zemlje	Žestoka oluja	24,5-22,4	89-102
11	Veoma jaka razaranja	Orkanska oluja	28,5-32,6	103-117
12	-	Orkan	32,7-36,9	118-133

Naime, vetar se u pojedinim trenucima smiruje skoro do potpune tišine, da bi posle toga naglo povećao brzinu, i tako naizmenično u nejednakim intervalima i u širokom dijapazonu brzine, smirivao se i pojačavao.

Ova pojava naizmeničnog smirivanja i pojačavanja vetra u nejednakim intervalima i u širokom dijapazonu brzine, ukazuje na veliku složenost njegove unutrašnje strukture. Nesumnjivo da je njeno poznavanje neophodno, da bi se u potpunosti odredile osobine vetra.

Merenjima i osmatranjima utvrdjeno je da je mahovitost vetra tim izrazitija što mu je brzina veća i što je predeo iznad koga duva neravniji. Ova zapažanja doprinela su da se uzroci ove značajne osobine vetra potraže u uticaju podloge na horizontalno kretanje vazduha.

Mahovitost vetra uglavnom je posledica trenja kojem je vazduh izložen pri kretanju iznad Zemljine površine. Naime, ova pojava je uslovljena vrtložnim - turbulentnim kretanjima vazduha , koja se javljaju u horizontalnoj vazdušnoj struji kao posledica trenja. Ovi vrtlozi, malih dimenzija - prečnika od nekoliko milimetara do nekoliko metara - i različitog pravca horizontalnih i vertikalnih osovina, remete kretanje vazduha, tako da ono dobija mahovit karakter. Oni se po pojavi premeštaju sa vazdušnom strujom i na neki način uslovljavaju "prekide" u njoj. U stvari, zbog nagomilavanja vazduha i, prema tome, usporavanja njegovog kretanja na navetrenoj strani vrtloga, njegovo približavanje uslovljava smanjenje brzine vetra. Posle njegovog prolaska, vetar se naglo pojačava. Pošto se ova turbulentna strujanja obrazuju neprekidno, i u velikom broju, vetar naizmenično slabi ili se pojačava, tj. duva na mahove. Pojava turbulencije, usled uticaja neravnina na Zemljinoj površini detaljnije je objašnjena u paragrafu 6.7.

Uzrok mahovitosti vetra su i vertikalna konvektivna (termička) strujanja. Zbog toga u neporemećenim uslovima, tj. u normalnom dnevnom hodu, o kome će kasnije biti reči, vetar najveću mahovitost dostiže u najtoplijim časovima dana, kada su konvektivna strujanja najintenzivnija i kada je on najjači. Noću, kada je vetar najslabiji, a konvektivnih strujanja nema, mahovitost je najmanja.

S obzirom na pojačani intenzitet konvektivnih strujanja, vetar je, kada su ostali uslovi isti, mahovitiji u toplijem delu godine i u nestabilnim vazdušnim masama.

U vezi sa promenljivošću brzine, vetar može biti ravnomeran (ujednačen), mahovit (rafalan) i buran (olujan).

Pod ravnomernim vetrom podrazumeva se onaj vetar čija su kolebanja oko srednje brzine ispod 5 m/sec. U slučaju mahovitog vetra ova kolebanja prelaze 5 m/sec, a kod burnog vetra brzina se naglo i veoma mnogo menja u kratkim vremenskim intervalima.

Pošto vetar sporije ili brže, manje ili više, menja i pravac, može biti stalan ili promenljiv. U prvom slučaju radi se o vetru kod koga su promene pravca male i nisu nagle.

Kod promenljivog vetra, promene pravca su nagle i znatne, pa čak prelaze i 45^{o}.

Značajno je napomenuti da vetrova bez mahovitosti, odnosno tzv. laminarnih vazdušnih strujanja[*], nema. Uslovima laminarnog kretanja vazduha najviše se približava veoma slabo strujanje, koje se noću javlja na padinama. Kao što je poznato, tada dolazi do taloženja rashladjenog vazduha u konkavnim oblicima zemljišta, brzinom koja nije veća od 1-2 m/sec. Mahovitost vetra, kao i kolebljivost njegovog pravca, je svedena na minimum i u višim slojevima atmosfere u kojima je uticaj trenja veoma mali. Naime, mahovitost se smanjuje sa visinom zbog sve manjeg uticaja trenja i prema tome i manje turbulentnosti vazdušnih strujanja. Najbrže se smanjuje u sloju do 500 m iznad Zemljine površine, ali se još oseća do visine od 2 000 - 2 500 m. O ovoj pojavi detaljnije će se govoriti u paragrafu 6.8 (6.8.2) ovog poglavlja.

Na kraju treba istaći da se zbog mahovitosti i promenljivosti pravca vetra, u meteorološkoj praksi za odredjivanje njegovih osnovnih karakteristika ne uzima samo trenutno nego i srednje stanje u jednom odredjenom vremenskom intervalu. S obzirom na ovu osobinu vetra neophodno je poznavati i karakter njegovog kolebanja, a naročito maksimalnu i minimalnu brzinu.

6.4. SILE KOJE DELUJU U ATMOSFERI PRI POJAVI VETRA

U prethodnom izlaganju objašnjeni su samo uzroci i izvor energije za pojavu vetra, kao i njegove osnovne karakteristike. Medjutim, kao što je poznato iz fizike, nikakvo kretanje ne može se javiti ako na objekt koji se kreće ne deluju neke sile. Te sile odredjuju i karakteristike kretanja, tj. njihovu brzinu i pravac, a takodje i promenljivost tih karakteristika u prostoru i vremenu.

Brzina vetra se menja u veoma širokom dijapazonu, i od skoro nemerljive vrednosti može u nekim delovima atmosfere i u nekom periodu vremena, skoro dostići brzinu zvuka. Osim toga ona se menja sa promenom geografske širine i nadmorske visine

---

[*] Laminarni režim strujanja odlikuje se kretanjem čestica gasa ili tečnosti po paralelnim trajektorijama bez promene brzine.

U prostoru i vremenu dešavaju se i promene pravca vetra. Sve ove promene i karakteristike vetra posledica su delovanja niza sila. Njihova veličina i smer delovanja u atmosferi odredjuju pravac i brzinu vetra u svakom trenutku.

Te sile su: gradijentna sila, sila devijacije ili Koriolisova sila, sila trenja, a kod krivolinijskih kretanja i centrifugalna sila.

Da bi se u potpunosti upoznao vetar kao atmosferska pojava, neophodno je poznavati ove sile i način njihovog delovanja na vazduh koji se kreće.

Uzroci i posledice javljanja centrifugalne sile veoma su dobro poznati iz fizike, i zato oni neće biti posebno razmatrani.

6.4.1. Gradijent vazdušnog pritiska i gradijentna sila

Već u prvom paragrafu ovog poglavlja izloženo je da je uzrok pojave vetra neravnomerna raspodela vazdušnog pritiska u atmosferi. Takodje je konstatovano da se vazduh uvek kreće od polja visokog prema polju niskog vazdušnog pritiska.

Slično nagibu rečnog korita, od koga zavisi brzina kretanja vode, brzina vetra u polju vazdušnog pritiska zavisi od veličine njegove promene, tj. od veličine pada vazdušnog pritiska. Naime, ukoliko je razlika u vazdušnom pritisku veća, odnosno ukoliko je veća gustina izobara, veća je i brzina vetra.

Da bi se ova razlika vazdušnog pritiska u horizontalnom pravcu mogla izračunati, potrebno ju je svesti uvek na jedno isto rastojanje. Sporazumno je odredjeno da ova jedinica rastojanja bude širina meridijanskog stepena na ekvatoru, koja iznosi 111,1 km.

U meteorologiji, kao što je već pomenuto u glavi 4, promena svakog meteorološkog elementa na jedinicu rastojanja naziva se gradijent. U ovom slučaju promena ili razlika vazdušnog pritiska na 111,1 km naziva se horizontalni gradijent vazdušnog pritiska, barski gradijent ili jednostavno gradijent kada se zna da se radi o vazdušnom pritisku.

Gradijent je tim veći što je pad vazdušnog pritiska na jedinicu rastojanja veći.

Veličina gradijenta se može veoma jednostavno izračunati pomoću sledeće jednačine:

$$g = \frac{\Delta p}{\Delta L}\, 111,$$

gde je g - gradijent, Δp - razlika u vazdušnom pritisku izmedju dve posmatrane tačke u polju pritiska, a ΔL-rastojanje u kilometrima izmedju ovih tačaka.

Na primer, ako vrednosti vazdušnog pritiska u tačkama A i B, koje se nalaze na rastojanju od 200 km, iznose 1000,0 mb, odnosno 1005,0 mb, gradijent je:

$$g = \frac{5 \cdot 111}{200} = 2,775 \text{ mb} \approx 2,8 \text{ mb}$$

Pri odredjivanju gradijenta treba voditi računa da se razlika u vazdušnom pritisku uvek uzima u pravcu koji je normalan na izobare. To je neophodno pošto je gradijent uvek usmeren u pravcu najbržeg pada vazdušnog pritiska.

Brzina kretanja mase vazduha u polju vazdušnog pritiska približno je jednaka trostrukoj vrednosti gradijenta. U umerenim geografskim širinama, gradijent obično nije veći od 2 mb. Retko dostiže 5-7 mb, ali su zabeleženi i slučajevi kada je dostizao i do 31 mb. U manjim geografskim širinama gradijent može biti i znatno veći (paragraf 6.13). Po pravilu gradijent je osetno veći u ciklonu u odnosu na anticiklon.

Već je napomenuto da je sila koja pokreće vazduh srazmerna vrednosti baričkog gradijenta. Ova sila, koja deluje u pravcu gradijenta, naziva se sila barskog gradijenta ili gradijentna sila (G). Ona se javlja od onog momenta kada se uspostavi razlika u vazdušnom pritisku. Nesumnjivo je da gradijentna sila igra najznačajniju ulogu u pojavi vetra, jer pokreće vazdušnu masu.

Treba napomenuti da se u stvari radi o horizontalnoj komponenti gradijentne sile. Vertikalna komponenta, koja je usmerena u pravcu pada vazdušnog pritiska sa visinom, uravnotežena je silom Zemljine teže. Zbog toga, iako je u nižim slojevima atmosfere neuporedivo veća od horizontalne komponente [*)], nema većeg značaja za kretanje vazduha.

Kada bi na vazdušne mase delovala samo gradijentna sila, kretanje vazduha bi bilo veoma jednostavno. Vetar bi duvao uvek u pravcu gradijenta, a brzina bi mu bila uslovljena samo njenom veličinom. Medjutim, odmah po pokretanju, na vazduh počinju da deluju i druge sile, koje mu takodje odredjuju pravac i brzinu.

---

*) Horizontalni gradijent vazdušnog pritiska na istoj jedinici rastojanja manji je 10^4 puta od vertikalnog gradijenta vazdušnog pritiska.

6.4.2. Sila devijacije

Još u XIX veku posebna pažnja obraćena je pojavi da svako telo koje se kreće na Zemlji, skreće od svog prvobitnog pravca kretanja i to na severnoj polulopti udesno, a na južnoj polulopti ulevo. Tako je, pored ostalog zapaženo da na takav način skreće voda u rečnim koritima. Zbog toga su uvek na severnoj polulopti desne obale, a na južnoj polulopti leve obale reka više podvrgnute rečnoj eroziji.

Istraživanjima je, još u to vreme, utvrdjeno da je takvom skretanju izložen i vetar.

Prva istraživanja ove pojave sugerirala su da se ona odvija pod dejstvom neke sile, koja deluje uvek normalno na pravac kretanja. Njeno naučno tumačenje prvi je dao 1838. god. naučnik Koriolis (1792-1843. god.). Zbog toga je ova sila devijacije nazvana i Koriolisova sila. Medjutim, tim tumačenjem je dokazano da se radi o fiktivnoj (nepostojećoj) sili i da do skretanja dolazi usled Zemljine rotacije i inercije.

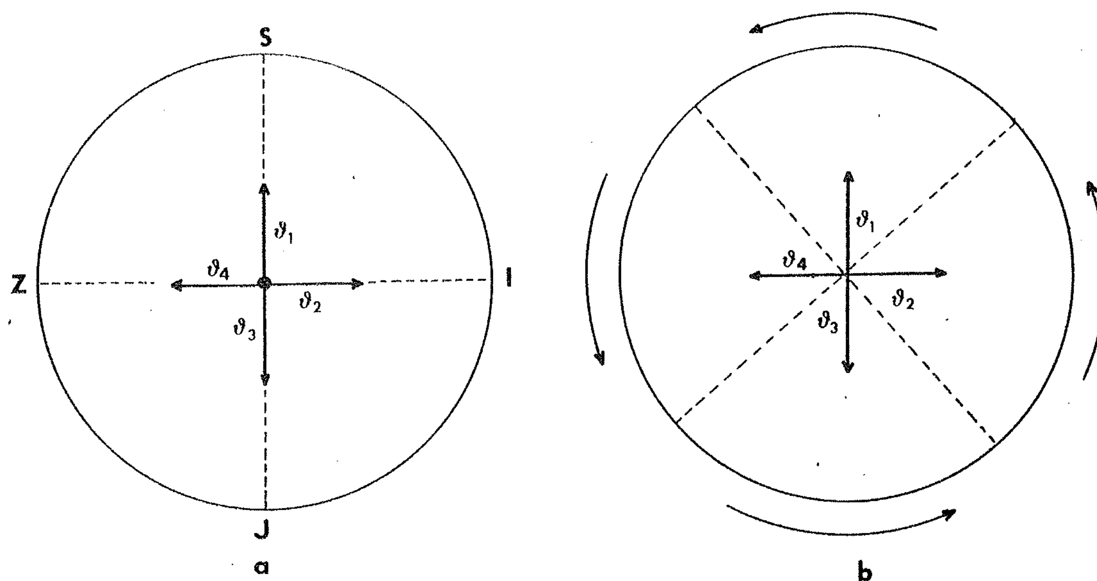
Efekat sile devijacije može se najednostavnije objasniti na sledeći način.

Pretpostavimo da iz neke tačke na severnoj polulopti predju u kretanje četiri tela u pravcu meridijana i uporednika koji prolaze kroz tu tačku, tj. u pravcu glavnih strana sveta (slika 57a).

Zbog rotacije Zemlje ravan horizonta, posmatrana iz tačke polaska tih tela, pomera se na ovoj Zemljinoj polulopti suprotno kretanju kazaljke na satu, tj. od zapada na istok. Usled toga, posle izvesnog vremena, posmatrani uporednik i meridijan zauzeće novi položaj.

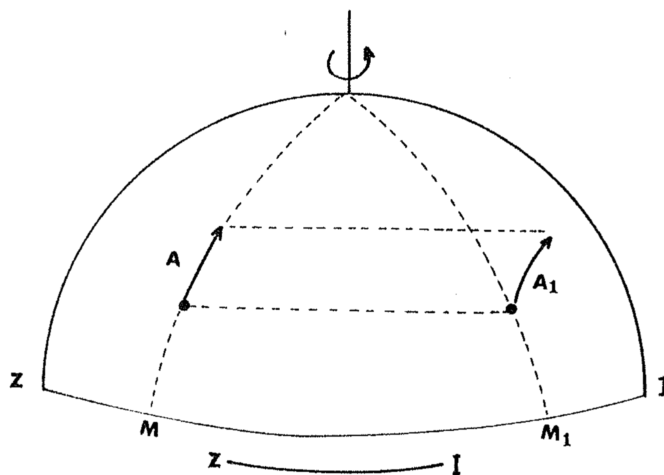
Iz fizike (mehanike) poznato je da svako telo u kretanju, prema zakonu inercije, teži da zadrži svoj prvobitni pravac kretanja. Pošto je to slučaj i u ovom primeru, pravac kretanja tela se neće promeniti. Zbog toga se on više neće podudarati sa linijama horizonta po kojima su tela počela da se kreću (slika 57b).

Pošto je posmatrač na Zemlji naviknut da pravac kretanja odredjuje u odnosu na Zemljinu površinu, a ne u odnosu na položaj Zemlje u kosmosu, dobija se utisak da je došlo do kretanja tela od svog pr obitnog pravca kretanja udesno, a ne meridijana i uporednika ulevo.



Slika 57.- Objašnjenje efekta sile devijacije

Ova pojava može se objasniti i na drugi način (slika 58). Telo, koje se kreće, ne menjajući svoj pravac kretanja usled inercije (pravac A), istovremeno učestvuje u rotaciji Zemlje (W - E). Zbog toga ono kroz izvesno vreme, usled rotacije zajedno sa Zemljinom površinom, odstupa od pravca meridijana udesno (pravac A_1). Do toga je došlo, jer je ova linija horizonta izmenila svoj položaj u odnosu na kosmički prostor ulevo (MP - M_1P).

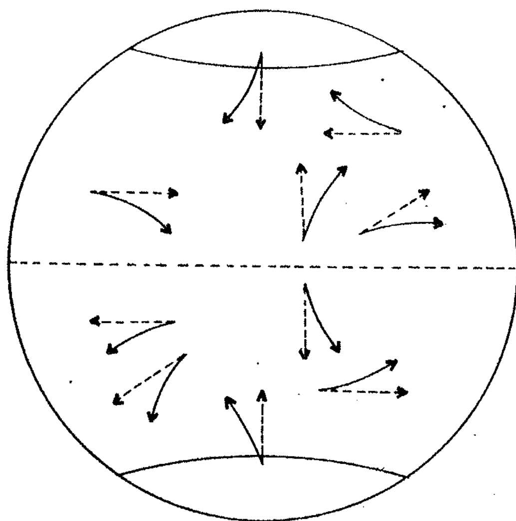


Slika 58.- Objašnjenje efekta sile devijacije

Na južnoj polulopti horizont se usled Zemljine rotacije pomera suprotno kretanju kazaljke na satu. Zbog toga sva tela koja se kreću skreću od pravca linija horizonta ulevo.

Posmatrač na Zemlji dobija utisak da do skretanja tela koja se kreću, pa prema tome i vazduha, dolazi usled dejstva neke sile. On dolazi i do zaključka da ova, u stvari fiktivna sila, deluje na severnoj polulopti udesno, a na južnoj polulopti ulevo. Ovaj efekat Zemljine rotacije i inercije zbog toga, a i zbog jednostavnosti, u naučnoj literaturi označava se kao efekat sile. Ta sila, kako je već ranije napomenuto, naziva se sila devijacije ili Koriolisova sila.

Sila devijacije utiče na sva kretanja na Zemlji, bez obzira na njihov pravac (slika 59). Zbog toga vazduh u kretanju skreće od pravca gradijenta vazdušnog pritiska, i to, kako je već istaknuto, na severnoj polulopti udesno, a na južnoj polulopti ulevo. Veličina ovog skretanja zavisi od geografske širine. Na ekvatoru je ravna nuli, a na polu dostiže maksimalnu vrednost. Takodje ona zavisi od brzine vetra i srazmerna je njoj.



Slika 59.- Promena pravca kretanja pod uticajem sile devijacije

Pošto je skretanje vazduha od prvobitnog pravca kretanja uslovljeno silom koja se javlja kao posledica okretanja Zemlje oko svoje ose, postavlja se pitanje kako na smer vetrova deluju i sile koje se javljaju kao posledica okretanja Zemlje oko Sunca i kretanja Sunčevog sistema u kosmosu. Svakako da takvi uticaji na sva kretanja na Zemlji i u njenoj atmosferi postoje. Medjutim, veličina svih tih uticaja je takva da se oni mogu smatrati zanemarljivim i zbog toga nema potrebe da im se ovde posvećuje posebna pažnja.

U kretanjima vazduha malih razmera, kao što je to slučaj kod nekih lokalnih vetrova o kojima će biti reči u paragrafu 6.9, uticaj sile devijacije je zanemarljiv. Ta kretanja vazduha, koja mogu biti veoma jaka ali ograničena na mala rastojanja, uglavnom su odredjena gradijentnom silom i silom trenja. Zbog toga su usmerena u pravcu gradijenta vazdušnog pritiska.

Iz svega do sada izloženog proizlazi zaključak da sila devijacije ne može imati uticaja na brzinu vetra. Medjutim, ona bitno utiče na promenu pravca vetra težeći da ga približi pravcu izobara.

Na kraju treba napomenuti da se u toku celog ovog izlaganja govorilo o horizontalnoj komponenti sile devijacije. Medjutim, postoji i njena vertikalna komponenta, koja je uvek pri zapadnom vetru usmerena na dole, a pri istočnom nagore. S obzirom da ona, čak i pri brzini vetra od 15 m/sec, iznosi svega 0,02% od sile Zemljine teže, njen uticaj je zanemarljiv i zbog toga se neće posebno tumačiti.

6.4.3. Sila trenja

Za dinamiku kretanja vazduha veoma je značajna i sila trenja jer, osim toga što utiče na brzinu vetra, ona menja i njegov pravac. Svakako da se to odnosi samo na prizemni sloj atmosfere u kome se oseća njen uticaj.

Ova sila se javlja kao posledica direktnog trenja vazduha koji se kreće sa Zemljinom površinom (spoljašnje trenje) i trenja izmedju vazdušnih čestica u kretanju (unutrašnje trenje).

U ovom drugom slučaju radi se u stvari o tzv. turbulentnom trenju, koje je posledica pojave vrtložnih - turbulentnih strujanja u vazdušnoj masi, o kojima je već bilo reči. Zahvaljujući ovim turbulentnim kretanjima, vrši se vertikalna razmena vazduha izmedju nižih i viših slojeva. Te čestice vazduha, budući da imaju različitu brzinu kretanja, o čemu će biti više reči u paragrafu 6.8 (6.8.1), utiču na kretanje mase vazduha u čiju sredinu dospevaju. Naime, u toku ovog mešanja vazduha dolazi do medjusobnog trenja vazdušnih čestica sa različitom brzinom kretanja, tj. do pojave unutrašnjeg trenja.

Ovo trenje izmedju vazdušnih čestica u pokretu, ne treba mešati sa medjumolekularnim trenjem u vazdušnoj masi. Ovo drugo je nekoliko desetina, pa i stotina hiljada puta slabije od turbulentnog trenja.

Sila trenja uvek deluje u pravcu koji je suprotan pravcu kretanja vazduha. Srazmerna je brzini vetra i tim je veća što je Zemljina površina iznad koje on duva neravnija. Pošto je ova sila posledica trenja vazduha o Zemljinu površinu, njena veličina se smanjuje sa povećanjem visine, o čemu će takodje kasnije biti više reči.

U ovom paragrafu mnogo je važnije istaći uticaj sile trenja na pravac nego na brzinu vetra. Kao što će se saznati iz sledećeg paragrafa, ona smanjuje efekat sile devijacije u sloju atmosfere u kome deluje. Naime, ona smanjuje skretanje vetra od pravca gradijenta vazdušnog pritiska pod uticajem sile devijacije.

6.5. HORIZONTALNA KRETANJA VAZDUHA SA I BEZ DEJSTVA SILE TRENJA - POJAM O GRADIJENTNIM I NEGRADIJENTNIM VETROVIMA

Iz prethodnog paragrafa moglo se zaključiti koje sile odredjuju pravac i brzinu vetra. U ovom paragrafu razmotriće se odnos tih sila pri pojavi vetra, a posebno njegove karakteristike kada ne deluje ili deluje sila trenja.

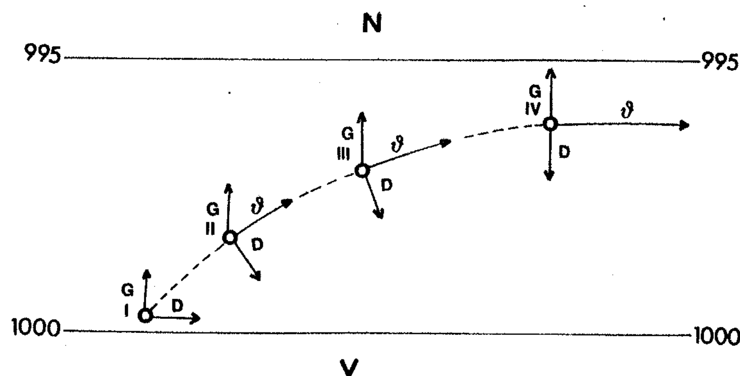
Radi lakšeg razumevanja odnosa sila, prvo će se razmotriti vetar koji duva u sloju atmosfere u kome se ne oseća uticaj sile trenja, a zatim će se u ova razmatranja uvesti i njen uticaj.

6.5.1. Gradijentni vetar

Pod gradijentnim vetrom podrazumeva se horizontalno kretanje vazduha na koje ne deluje sila trenja. U odsustvu ove sile pravolinijsko kretanje vazduha odredjuju gradijentna sila i sila devijacije, a pri krivolinijskom kretanju i centifugalna sila. Pod njihovim dejstvom vetar u višim slojevima atmosfere, tj. iznad sloja u kome se oseća trenje, duva paralelno izobarama i to ujednačenom brzinom.

Prvo će se razmotriti gradijentni vetar u slučaju kada je kretanje vazduha pravolinijsko, a koji se naziva geostrofski vetar*).

Proces uspostavljanja geostrofskog strujanja na severnoj polulopti prikazan je pregledno na slici 60.



Slika 60.- Proces uspostavljanja geostrofskog vetra na severnoj polulopti

*) Naziv geostrofski ovaj vetar je dobio od grčkih reči Gea-zemlja i Strofa-tok. On označava da se vetar nalazi pod uticajem sile Zemljine rotacije, koja se naziva geostrofska sila.

Iz ove slike može se zaključiti da se od momenta kada je vazduh počeo da se kreće pod dejstvom gradijentne sile (G) odmah javila i sila devijacije (D) -(I). Delujući normalno na pravac kretanja ona skreće vazduh udesno od pravca gradijenta. Sa povećanjem brzine kretanja vazduha, pa prema tome i veličine sile devijacije, pravac vetra će se menjati i sve više približavati pravcu izobara - (II) i (III). Pri tome, odnos sile devijacije prema gradijentnoj sili će se menjati, s obzirom da ona ostaje normalna na pravac kretanja vazduha. Zbog toga, posle izvesnog vremena ove sile će se uravnotežiti i vetar će pod njihovim dejstvom duvati paralelno izobarama - (IV). Uspostaviće se stacionarno vazdušno strujanje, kome se u toku vremena ne menja pravac i brzina, a koje se naziva geostrofski vetar.

Brzina geostrofskog vetra proporcionalna je veličini barskog gradijenta, a obrnuto proporcionalna gustini vazduha i geografskoj širini mesta.

Prema tome, u sloju atmosfere u kome se više ne osećaju uticaj sile trenja smanjenje gustine vazduha sa visinom veoma je značajan uzrok povećanja brzine vetra u istom pravcu.

Zbog ovog uticaja, pri istom horizontalnom gradijentu vazdušnog pritiska, brzina geostrofskog vetra je na primer na visini od 7 km približno dva puta veća nego na visini od 1 km.

Radi sagledavanja uticaja geografske širine, u Tabeli 30 date su vrednosti brzine geostrofskog vetra, od 30^{o} g.š. do pola, pri barskom gradijentu od 1 mb.

Tabela 30. Promena brzine geostrofskog vetra sa geografskom širinom (g = 1 mb)

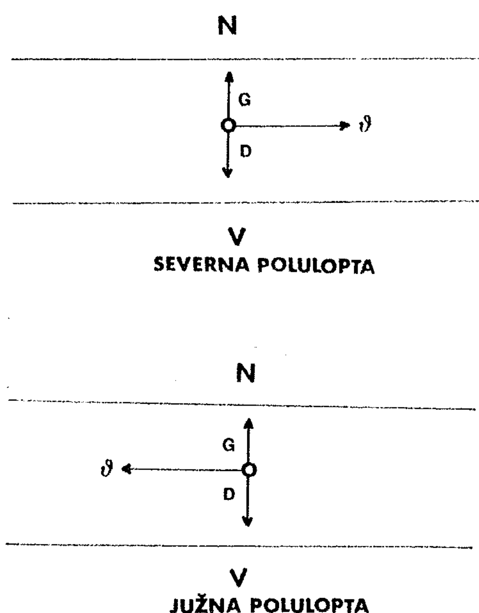
Geografska širina	30^{o}	40^{o}	50^{o}	60^{o}	70^{o}	80^{o}	90^{o}
Brzina geostrofskog vetra (m/sec)	9,6	7,5	6,2	5,5	5,1	4,9	4,8

Iz ovih vrednosti, uz ostalo, može se videti da je brzina geostrofskog vetra, pri istom gradijentu, dva puta veća na 30^{o} g.š. nego na polu.

S obzirom na značajan uticaj gustine vazduha na brzinu geostrofskog vetra, do velikih promena u njoj dolazi i sa promenom godišnjih doba. Pri istoj vrednosti horizontalnog gradijenta vazdušnog pritiska, i na istoj geografskoj širini i nadmorskoj visini brzina geostrofskog vetra veća je za oko 10% leti nego zimi.

Geostrofski vetar je ne samo po pravcu već i po brzini veoma blizak stvarnom vetru. On u umerenim geografskim širinama iznad Evrope, u sloju izmedju 1 km i 6 km, za svega oko 0,1 do 0,2 m/sec ima manju srednju brzinu od srednje brzine stvarnog vetra. Tako na primer u sloju izmedju 1,5 i 2,0 km srednja brzina geostrofskog vetra je 6,4 m/sec, a stvarnog 6,6 m/sec. U sloju od 5,5-6,0 km oni imaju brzine 12,1 m/sec, odnosno 12,2 m/sec.

Pošto sila devijacije na južnoj polulopti deluje ulevo na pravac kretanja vazduha, u istom polju pritiska geostrofski vetar će duvati u suprotnom pravcu od onog na severnoj polulopti (slika 61).



Slika 61.- Geostrofski vetar na severnoj i južnoj polulopti

Posmatrajući ove slike dolazi se do zaključka da, ukoliko se stane ledjima okrenutim pravcu vetra, nizak vazdušni pritisak se na severnoj polulopti nalazi sa leve, a na južnoj polulopti sa desne strane. Ovo pravilo nosi naziv barskog zakona vetra ili Bis-Balotovo pravilo, po holandskom fizičaru (Buys Ballot) koji ga je postavio 1857. godine.

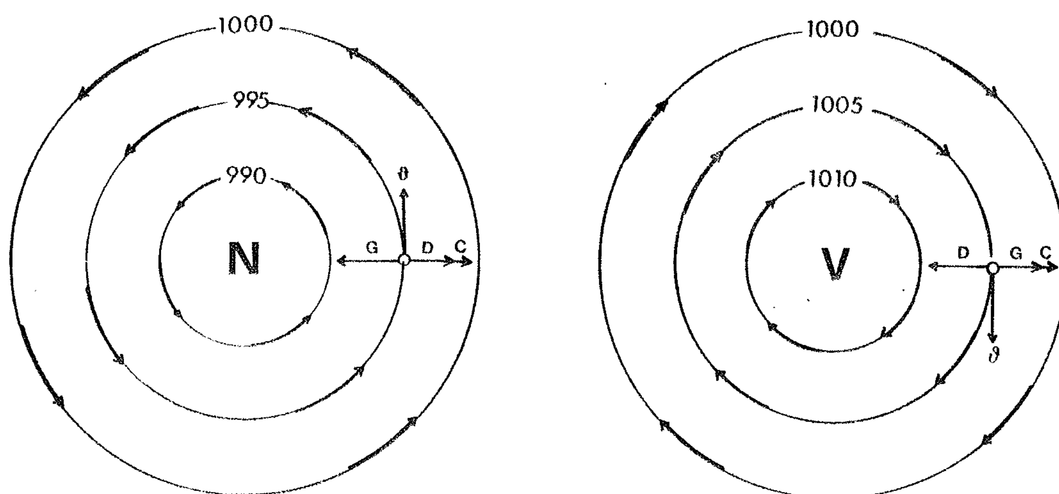
U slučajevima krivolinijskog kretanja vazduha gradijentni vetar se naziva ciklostrofski, ili po nekim autorima geociklostrofski[*]. Sve ono što je napred navedeno u pogledu osobina gradijentnog vetra u polju pravolinijskih izobara, tj. geostrofskog vetra, a naročito u pogledu promena brzine u zavisnosti od geografske širine, nadmorske visine i godišnjih doba, odnosi se i na gradijentni vetar u polju krivolinijskih izobara. Ovaj geociklostrofski vetar duva paralelno sa krivolinijskim izobarama pod uticajem gradijentne sile, sile devijacije i centrifugalne sile. Odnos ovih sila, kao i pravac ciklostrofskog vetra u ciklonu i anticiklonu na severnoj polulopti, dat je na slici 62.

Očigledno je da na severnoj polulopti vetar u ciklonu ima pravac koji je suprotan kretanju kazaljke na satu, a u anticiklonu on duva u pravcu kretanja kazaljke na satu.

Na južnoj polulopti, zbog delovanja sile devijacije ulevo, pravac ciklostrofskog vetra u ciklonu i anticiklonu je suprotan; u ciklonu on duva u pravcu kretanja kazaljke na satu, a u anticiklonu suprotno njenom kretanju.

---

*) Naziv ciklostrofski potiče od grčkih reči Kuklos - krug, Strofe - tok, a fizičko značenje mu je kao kod geostrofskog vetra.



Slika 62.- Geociklostrofsko strujanje u ciklonu i anticiklonu na severnoj polulopti

Na ovaj način se iskazuje pravac duvanja vetra u ovim barskim sistemima.

Centrifugalna sila (C), kao što je poznato, uvek je usmerena u polje, tj. od centra trajektorija (putanja) vazdušnih čestica. Njena jačina se povećava srazmerno povećanju krivine trajektorija. U atmosferskim uslovima, naročito u višim geografskim širinama, trajektorije vazdušnih čestica imaju najčešće malu krivinu, pa je u njima i centrifugalna sila mala. To znači da ova sila, u ravnoteži sila, ima relativno mali značaj.

Zbog male sile devijacije, u blizini ekvatora ne javljaju se geostrofski vetrovi, već vetar duva u pravcu delovanja gradijentne sile. Prema tome tamo Bis-Balotovo pravilo ne važi. To istovremeno znači da se u ovoj oblasti ne može razviti polje visokog vazdušnog pritiska, tj. anticiklonski sistem strujanja vazduha. Čim počne porast vazdušnog pritiska, uspostavljeno kretanje vazduha u pravcu gradijenta ga i likvidira.

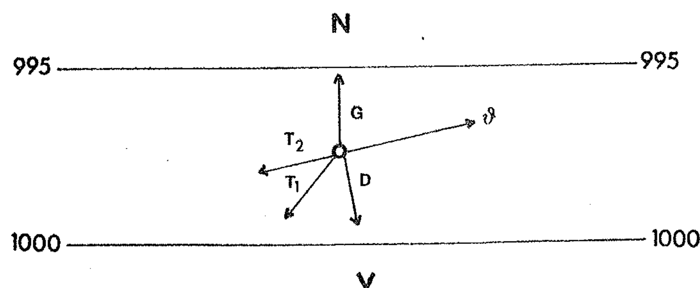
Medjutim, u tropskom pojasu javljaju se povremeno veoma izrazite i jake ciklonske cirkulacije vazduha sa poljem veoma niskog vazdušnog pritiska. U tim, tzv. tropskim ciklonima, o kojima će se govoriti u posebnom paragrafu (6.13), veoma velikoj gradijentnoj sili održava ravnotežu velika centrifugalna sila, koja time dobija veoma veliki značaj u dinamici vazdušnih strujanja. To znači da se tropski cikloni odlikuju velikom gustinom izobara i vrlo velikom krivinom trajektorija vazdušnih čestica.

Takodje je uticaj sile devijacije zanemarljiv u slučajevima kretanja vazduha u lokalnim atmosferskim vrtlozima, o kojima će biti reči u paragrafu 6.14. Razlog tome je veoma mali poluprečnik kružnog kretanja vazduha, koji se kreće uglavnom u granicama od nekoliko metara do nekoliko desetina metara. Medjutim, gradijentna sila u ovim lokalnim atmosferskim poremećajima je veoma velika i njoj održava ravnotežu velika centrifugalna sila, kao posledica izvanredno velike krivine putanja čestica vazduha.

Na kraju ovog paragrafa treba reći da apsolutno gradijentnih vetrova nema. Vetar uvek u izvesnoj meri odstupa od pravca izobara. To je odstupanje u prizemnom sloju, gde se oseća uticaj sile trenja, znatno i u njemu ne duvaju gradijentni vetrovi. Iznad visine od 1-1,5 km uticaj sile trenja je zanemarljiv, pa je po tome i odstupanje vetra od izobara zanemarljivo. Medjutim, kretanja vazduha nisu strogo horizontalna i izobare nisu strogo paralelne. Zbog toga vetar nije potpuno gradijentni, iako je blizak po osobinama napred opisanim teorijskim uslovima.

6.5.2. Vetar u blizini Zemljine površine

Na kraju prethodnog paragrafa posebno je istaknuto da u prizemnom sloju, usled uticaja sile trenja, ne duvaju gradijentni vetrovi. Vetar, pod uticajem ove sile skreće od pravca izobara, i to uvek u stranu niskog vazdušnog pritiska, kao što je to prikazano na slici 63 (v).

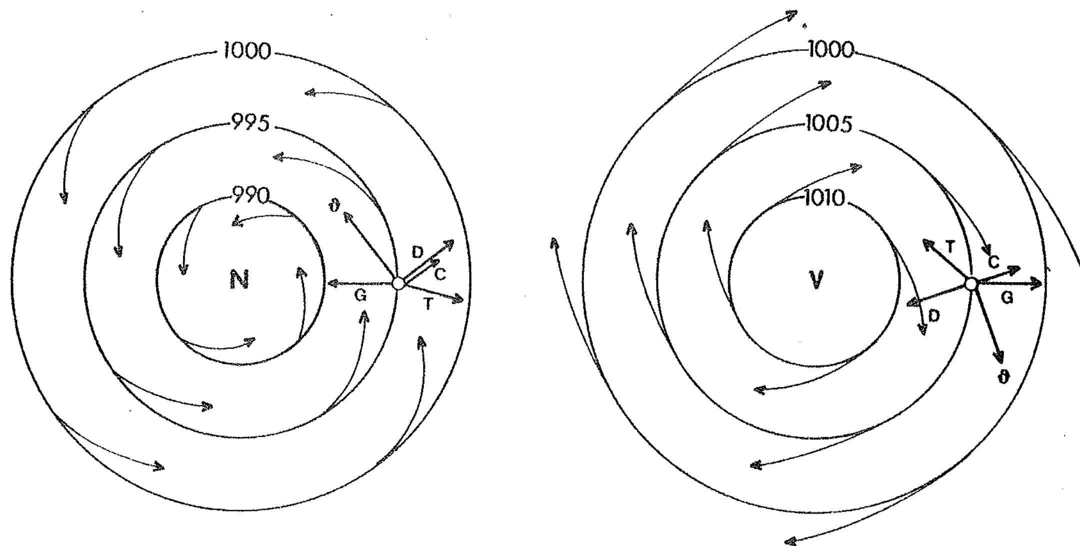


Slika 63.- Uticaj sile trenja na pravac vetra u polju pravolinijskih izobara

Sila trenja, u sklopu delujućih sila na vazdušne čestice u kretanju, nije apsolutno suprotna pravcu vetra (T_1). Ona odstupa od njega za približno 35^o. Medjutim, zbog pojednostavljenja razmatranja, njeno dejstvo će se ipak prikazivati kao potpuno suprotno pravcu vetra (T_2).

Ugao odstupanja vetra od pravca izobara zavisi od veličine sile trenja. U proseku on iznosi oko 30°. Na kopnu je veći i kreće se izmedju 35° i 45°, a nad morem je osetno manji - izmedju 10° i 20°. Osim toga, zbog uticaja sile trenja, vetar iznad kopna ima manju brzinu za oko 30%, a iznad mora za oko 20-25% od brzine gradijentnog vetra.

Skretanje vetra od pravca izobara u ciklonu i anticiklonu pod uticajem sile trenja, kao i odnos sila u tom slučaju, prikazano je na slici 64.



Slika 64.- Strujanje u ciklonu i anticiklonu u sloju trenja

U prizemnom sloju atmosfere vazduh, skrećući od pravca izobara, konvergira ka centralnom delu ciklona, a u anticiklonu divergira ka periferiji[x)].

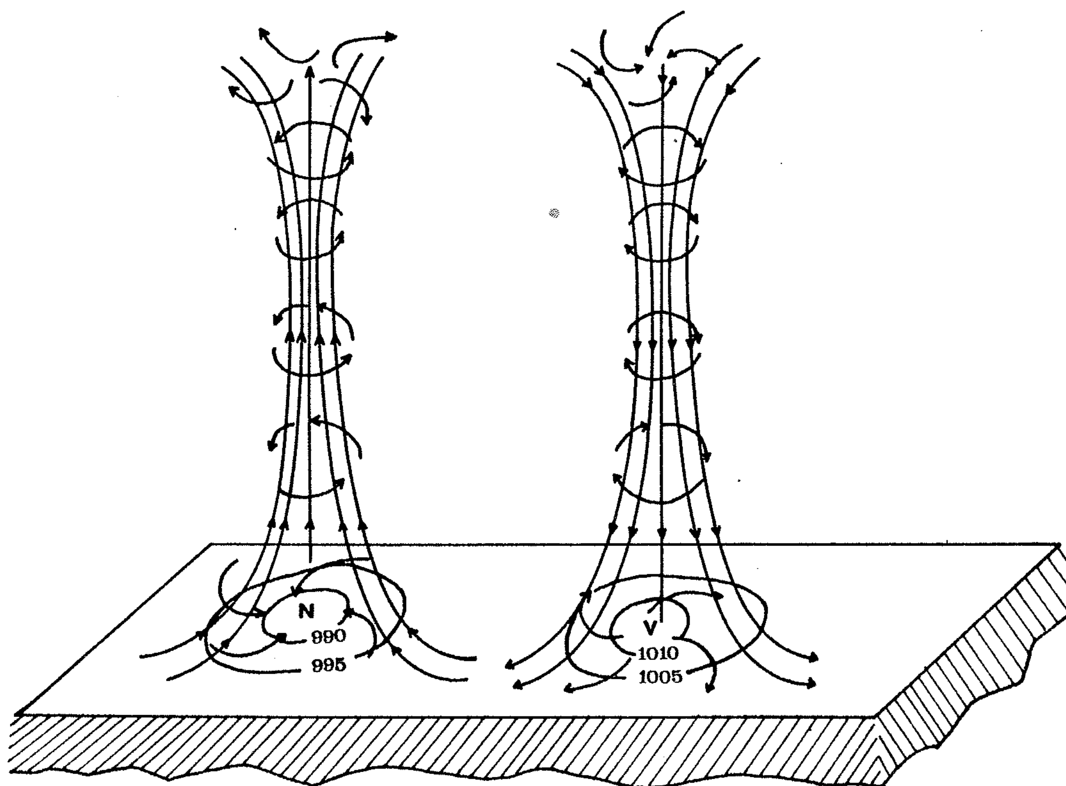
6.6. SISTEM STRUJANJA VAZDUHA U CIKLONU I ANTICIKLONU

Iz dosadašnjeg izlaganja moglo se zaključiti da cikloni i anticikloni nisu samo barski sistemi. Polje niskog, odnosno visokog vazdušnog pritiska samo je jedna karakteristika ovih dinamičkih sistema. Oni se u atmosferi kreću kao odvojeni objekti prečnika od oko sto do više hiljada kilometara i imaju dobro izražen sistem individualne cirkulacije vazduha.

[x)] Pod konvergencijom vazdušnih strujanja, najjednostavnije rečeno, podrazumeva se skupljanje putanja vazdušnih čestica (trajektorija) ka jednoj tački. Suprotno tome, divergencija je razilaženje trajektorija vazdušnih čestica.

O horizontalnim kretanjima vazduha u ciklonu i anticiklonu dosta je rečeno u prethodnom paragrafu i nema potrebe da se o njima ponovo govori. Medjutim, u ovim atmosferskim poremećajima, koji su razvijeni do znatnih visina, osim više ili manje kružnih horizontalnih kretanja vazduha, postoje i dobro izražena vertikalna strujanja. U ciklonu su ona uzlazna, a u anticiklonu silazna. Srednja brzina vertikalnih strujanja u ciklonu i anticiklonu je 3-5 cm/sec ili 1-3 m/min, što je u odnosu na brzinu horizontalnih strujanja manje nekoliko stotina puta,jer je njihova srednja brzina 500-1000 m/min.

Prema tome vazduh, zbog uticaja sile trenja, u prizemnim slojevima ciklona utiče (konvergira) ka njegovom centralnom delu, uzdiže se i na gornjoj granici ovog atmosferskog poremećaja ističe (divergira). U anticiklonu, na njegovoj gornjoj granici utiče, spušta se, i u prizemnom sloju ističe (slika 65). Pri tome, u celom ciklonskom i anticiklonskom stubu vazduh kružno struji u horizontalnom pravcu.



Slika 65.- Shema sistema horizontalnih i vertikalnih strujanja u ciklonu i anticiklonu

Neophodno je već sada reći da su cikloni i anticikloni veoma značajni činioci vremena. U oblastima koje su zahvaćene njima zbivaju se veoma značajni atmosferski procesi, čija su posledica mnoge meteorološke pojave i promene fizičkog stanja atmosfere.

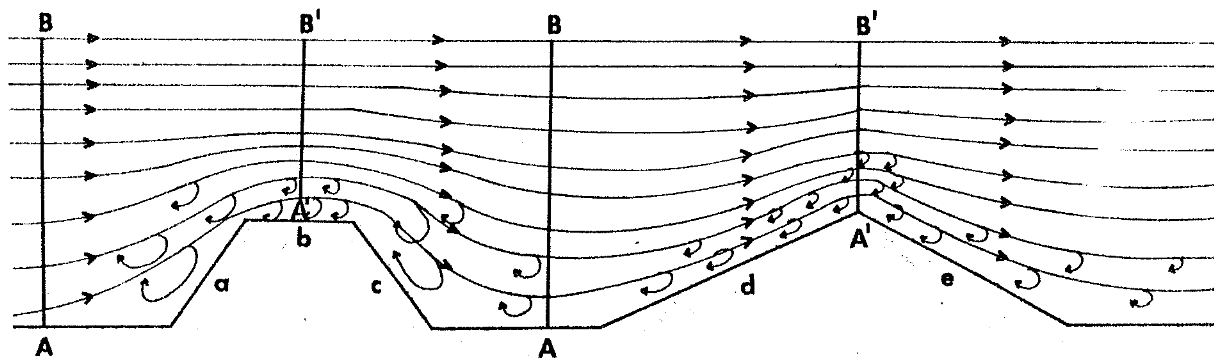
6.7. VETAR I RELJEF ZEMLJIŠTA

U prethodnim paragrafima na više mesta bilo je govora da Zemljina površina, uslovljavajući veću ili manju silu trenja, utiče na pravac i brzinu vetra. Medjutim, pošto su u njima takodje izloženi uzroci nastajanja vetra i njegove osnovne karakteristike, došlo se do toga da se o uticaju Zemljine površine na ovo kretanje vazduha može mnogo više reći.

Na vetar, u stvari, najviše deluju uzvišenja i udubljenja na Zemljinoj površini. Veličina poremećaja vetra, uslovljena time, zavisi u prvom redu od veličine i oblika tih neravnina, a takodje i od ugla pod kojim on na njih nailazi.

Logično je očekivati da vetar trpi najveće promene u predelima sa razvijenim i složenim reljefom, tj. u planinskim krajevima.

Kada vazduh pod normalnim uglom nailazi na orografske prepreke, on teži, sledeći liniju najmanjeg otpora, da ih bočno zaobidje. To vetar može postići delimično ili potpuno samo kada je slab i kada je prepreka izolovana (usamljena). Kada je dužina orografskih prepreka velika i kada su one kompaktne, vazduh dobija i vertikalnu komponentu kretanja. Do toga dolazi i na usamljenim uzvišenjima kada je vetar jak. Tada vazduh na navetrenoj strani orografskih prepreka prelazi u uzlazno kretanje, a na njihovoj zavetrenoj strani se spušta (slika 66).



Slika 66.- Modifikacija horizontalnog vazdušnog strujanja pod uticajem orografije i pojava turbulencije

Ovo prisilno uzdizanje vazduha počinje na znatnoj udaljenosti od orografske prepreke, obično na oko 10 km ispred planina visokih 2000-3000 m. U slučajevima kada se ispred planinskog lanca prostire ravna površina (more ili nizija), uzdizanje vazduha može početi i na rastojanju od oko 50 km. Isilazno strujanje iza zavetrene strane zahvata veliku površinu.

U toku ovog kretanja, i na navetrenoj i na zavetrenoj strani uzvišenja, obrazuju se vrtložna (turbulentna) strujanja vazduha. Ta strujanja su razvijenija što su orografske prepreke veće i što su im padine strmije (slika 66 a i c). Ukoliko je nagib planinskih strana manji, ili se radi o visoravnima, turbulentni sloj će biti relativno plitak (slika 66b,d i e).

Vrtlozi na navetrenim stranama planina su postojani. Oni na zavetrenim stranama su pokretni, tj. čim se dovoljno povećaju, kreću se sa vazdušnom strujom. Pri tome postepeno slabe i na izvesnom rastojanju od orografske prepreke potpuno iščezavaju. Na njihovom mestu obrazuju se odmah nova turbulentna kretanja vazduha.

Kada se pravac vetra podudara sa pravcem pružanja orografske prepreke razvijaju se bočni vrtlozi sa vertikalnom osovinom.

Kao što je već ranije napomenuto, turbulentna kretanja vazduha su razvijenija i intenzivnija što je brzina vetra veća.

Pri prelazu vazduha preko orografskih prepreka dolazi do zbijanja strujnica*) iznad planinskih vrhova ili grebena (slika 66, AB > A'B'), pa prema tome i do povećanja brzine vetra.

Do zbijanja strujnica i do povećanja brzine vetra dolazi i u konkavnim oblicima zemljišta, kao što su rečne doline, kanjoni i kotline. Do toga dolazi kada se pravac njihovog pružanja poklapa sa pravcem vetra.

Ove pojave su hidrodinamički identične sa povećanjem brzine protoka vode u suženim delovima rečnih korita.

Horizontalno kretanje vazduha, prilično se prilagodjava obliku reljefa. Izmene u obliku strujnica i drugih karakteristika vetra pod uticajem planina osećaju se do znatne visine. Na prvom mestu, vertikalno prostiranje ovog uticaja zavisi od visine planina, ali i od njihovih drugih karakteristika. Svakako da je ono veće što su planine više. U slučajevima usamljenih

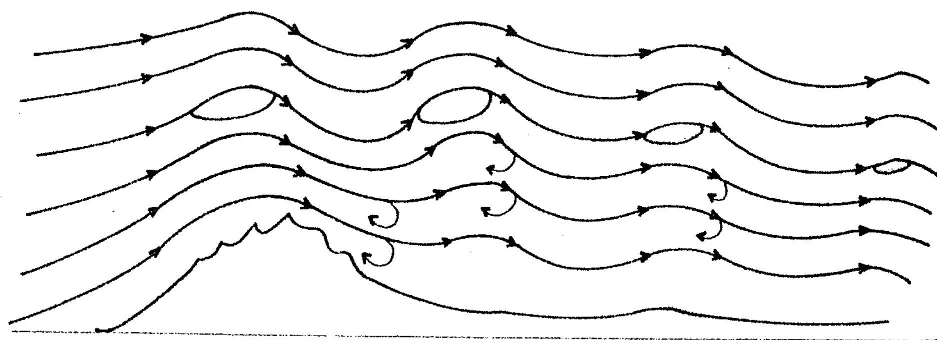
---

*) Zamišljene linije kretanja čestica vazduha.

planina, oko kojih vazduh dobrim delom bočno obilazi, ovaj uticaj se oseća nad grebenom (bilom) za još 1/3 njihove relativne visine. Kada se radi o planinskom vencu, visina uticaja je najmanje 10 puta veća nego iznad usamljene planine. To znači da se uticaj takvih orografskih prepreka oseća nad grebenom na visini koja je 3, a u nekim slučajevima čak 5-6 puta veća od relativne visine planinskog sistema. Tako npr. poremećaji u horizontalnom kretanju vazduha iznad Alpa dostižu stratosferu, a iznad Sijera Nevade do 13 km.

Orografski poremećaji vetrova osećaju se i na većem udaljenju od planina koje ih uslovljavaju. To je naročito izraženo na zavetrenoj strani. Ova pojava je veoma značajna, jer ima uticaja na vazduhoplovstvo, i to naročito na jedriličarstvo. Osim toga, ovi poremećaji su uzrok nekim vrstama oblaka o kojima će biti reči u sledećoj glavi (paragraf 7.4.3).

Kada horizontalna struja vazduha dovoljne brzine - ne manje od 10-12 m/sek- naidje na neki planinski sistem ili veću usamljenu planinu, nastavlja da se talasa i posle prelaza preko njih usled osobine da se prilagodjava obliku reljefa. Naime, do znatnog rastojanja od zavetrene strane javljaju se vazdušni talasi sa dosta velikom amplitudom (slika 67). Istraživanja ove pojave pokazala su da se ovi talasi održavaju u istom položaju sve dok traje i horizontalno strujanje vazduha. Zbog toga ih nazivaju stacionarni ili stojeći talasi.



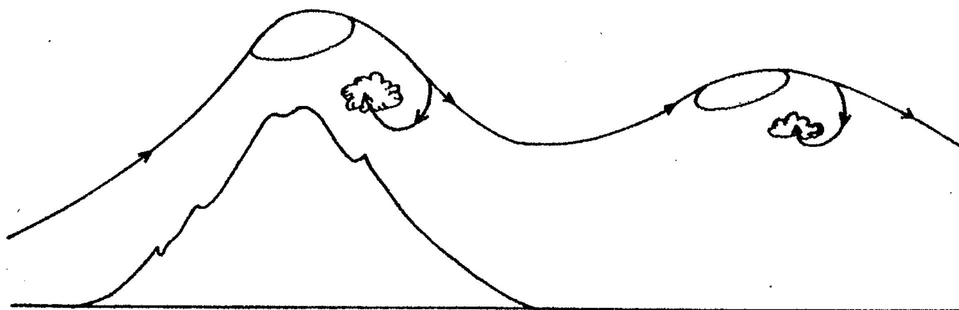
Slika 67.- Orografski stojeći talasi

Sa udaljenjem od orografske prepreke niz struju, amplituda stacionarnih talasa se smanjuje i oni se postepeno amortizuju. To znači da je prvi talas najrazvijeniji, a svaki sledeći je sve manji, dok strujnice ne dobiju svoj normalni horizontalni tok.

Amplituda i dužina stacionarnih talasa, kao i daljina na kojoj će se potpuno amortizovati, veće su ukoliko su dimenzije orografskih prepreka veće, a posebno njihova visina. Talasna dužina ovih talasa kreće se od 4 do 14 km, a naročito je velika kada je atmosfera u stabilnom stanju.

S obzirom da se vazduh talasa do znatne visine, koja često višestruko premaša visinu planine, uzlaznu struju stacionarnih talasa veoma mnogo koriste jedriličari za postizanje visinskih rekorda.

U vezi sa ovim orografskim talasima, treba spomenuti još jednu veoma interesantnu pojavu. Ispod svakog silaznog dela talasa obrazuje se vrtlog, sa horizontalnom osovinom, koji se naziva rotor (slika 68).

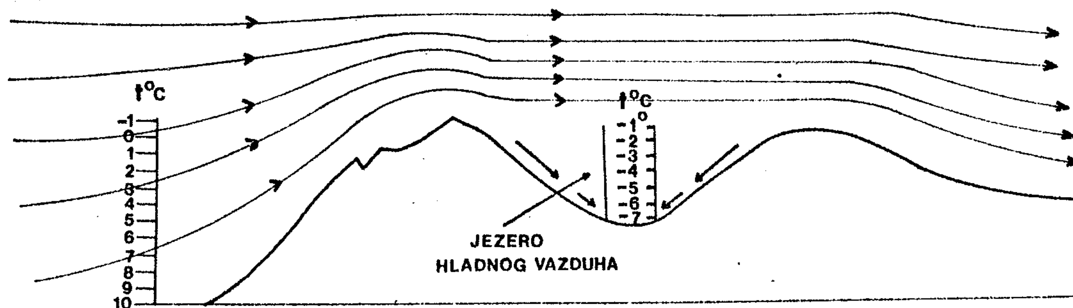


Slika 68.- Orografski talasi i vrtlozi (rotori) i njima uslovljeni karakteristični oblaci

To vrtložno strujanje može biti veoma jako i predstavlja veliku opasnost za vazduhoplove, naročito za manje avione i jedrilice.

Postojanje stacionarnih talasa i rotora često se može otkriti po karakterističnim oblacima o kojima će biti reči u sledećem poglavlju, a čiji je položaj pokazan na slikama 67 i 68.

Veoma je značajno napomenuti da se u toku vedrih noći hladan vazduh, koji se natalozi u kotlinama i dolinama, ponaša pasivno u odnosu na vetar koji duva iznad njega. Popunjavajući konkavne oblike zemljišta, ova jezera hladnog vazduha stvaraju u neku ruku ravnu površinu iznad koje vetar duva bez poremećaja ili su oni veoma slabi (slika 69).



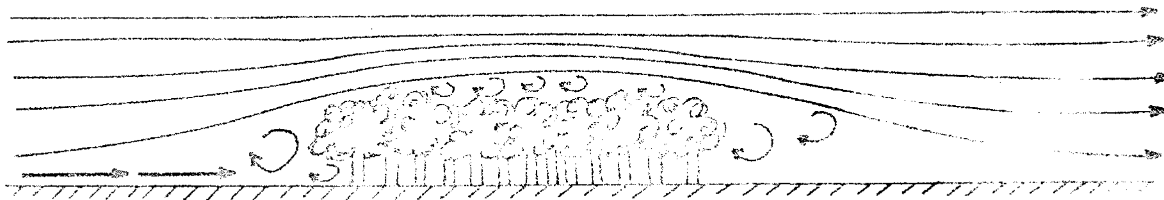
Slika 69.- Uticaj jezera hladnog vazduha na strujanja u planinskim predelima

Orografija može u znatnoj meri izmeniti pravac vetra. Naročito se to odnosi na kretanje hladnog vazduha, koji se, zbog veće gustine, najviše prilagodjava obliku zemljišta.

Zbog toga u planinskim predelima, u kotlinama i dolinama, duvaju vetrovi koji se po pravcu mogu veoma mnogo razlikovati od pravca opšteg vazdušnog strujanja iznad te oblasti. To znači da rezultati merenja vetra u takvim oblicima zemljišta ne mogu biti reprezentativni za šire područje, već samo predstavljaju usko lokalne karakteristike.

Orografija menja i fizičke osobine vetrova, o čemu će biti reči u paragrafu 6.9 (6.9.2).

Promene u horizontalnom kretanju vazduha uslovljavaju i druge manje prepreke. Tako npr. šume, naročito ako su prostrane, guste i visoke, izazivaju slične poremećaje vetra kao i orografske prepreke. Kada vazduh naidje na njih, takodje se uzdiže na navetrenoj i spušta na zavetrenoj strani (slika 70). Istovremeno dolazi do turbulentnih kretanja, koja se iznad šume mogu osetiti i do 300 m. Brzina vetra u ovom turbulentnom sloju se i pored toga povećava zbog zbijanja strujnica.



Slika 70.- Strujanje vazduha pod uticajem šume

Ispred i iza šume brzina vetra je smanjena. Širina ovog pojasa usporenog kretanja vazduha ispred šume približno je jednaka desetostrukoj do petnaestostrukoj, a iza šume tridesetostrukoj do četrdesetostrukoj visini stabala. Ova osobina šuma koristi se za smanjenje štetnog dejstva nekih vetrova.

Oko gradova, poljoprivrednih površina i drugih objekata koji su izloženi jakim hladnim ili suvim vetrovima podižu se šumski pojasevi. Ti šumsko-zaštitni pojasevi podižu se tako da na njih preovladjujući vetrovi duvaju pod normalnim uglom. Kada su vetrovi veoma jaki podiže se više paralelnih šumskih pojaseva znatne širine. Na taj način, osim smanjenja brzine

vetra, smanjuje se i isparavanje i time brzo isušivanje zemljišta. Takodje, time se sprečava odnošenje snežnog pokrivača sa poljoprivrednih površina ili stvaranje snežnih nanosa na prugama ili putevima. Šumski pojasevi pružaju i zaštitu od prašinskih ili peščanih oluja.

Treba napomenuti da vetar ne prodire duboko u šumu ako je ona gusta. Usled veoma velikog trenja sa stablima, brzina mu se naglo smanjuje. Čak i kada je vetar veoma jak, u centralnom delu šume može duvati slab povetarac ili čak vladati tišina.

6.8. PROMENA VETRA U TOKU VREMENA I SA VISINOM

Usled niza uticaja, od kojih su neki već opisani napred, postoje u neporemećenim atmosferskim uslovima veoma pravilne promene brzine i pravca vetra u toku vremena (dana i godine) i sa povećanjem visine. Ove osobine vetra veoma su značajne za njegovo kompleksno poznavanje, za razumevanje niza drugih atmosferskih zbivanja, kao i za mnoge praktične svrhe. Zbog toga je neophodno posvetiti im posebnu pažnju.

6.8.1. Dnevni i godišnji hod brzine i pravca vetra

U periodima kada nema većih atmosferskih poremećaja, javlja se veoma pravilna dnevna promena brzine vetra. U takvom periodskom dnevnom hodu brzina vetra u blizini Zemljine površine počinje da se povećava posle izlaska Sunca, da bi u najtoplijim časovima dana dostigla najvišu vrednost. Najmanja je vrednost brzine vetra u toku noći. Medjutim, sa povećanjem visine dolazi do zakašnjavanja u vremenu nastajanja maksimuma i minimuma brzine vetra. Zbog toga već na neznatnoj visini iznad Zemljine površine dnevna periodska promena brzine vetra postaje potpuno suprotna. Naime, maksimalna vrednost brzine vetra je noću, a minimalna danju.

Merenjima je utvrdjeno da visina na kojoj nastaje preokret u dnevnom hodu brzine vetra zavisi od godišnjeg doba. Zimi je to na visini od oko 50 m, a leti na oko 100 m iznad Zemljine površine.

Tumačenje dnevnog hoda brzine vetra delimično je dato još krajem XIX veka. Većina naučnika u to vreme došla je do zaključka da se dnevne promene u brzini vetra ne mogu tumačiti promenama u horizontalnom gradijentu vazdušnog pritiska, već samo u uzajamnom uticaju niže i više ležećih slojeva vazduha.

S obzirom da se brzina vetra povećava sa visinom, kod pojave vertikalnih termičkih strujanja - uzlaznih i silaznih - posle izlaska Sunca uspostavlja se razmena čestica vazduha sa manjom i većom horizontalnom brzinom kretanja. Ovaj proces prenosa kinetičke energije, koji se može nazvati termičkom turbulencijom, uslovljava promenu brzine vetra i u nižim i u višim slojevima prizemnog dela troposfere. Čestice vazduha sa većom kinetičkom energijom, poreklom iz viših slojeva, povećavaju brzinu kretanja nižih slojeva. Čestice vazduha, poreklom iz nižih slojeva imaju suprotan efekat u višim slojevima.

Što je zagrevanje Zemljine površine i vazduha iznad nje veće, razmena vazduha u vertikalnom pravcu postaje intenzivnija. U srazmeri sa ovim, brzina vetra se sve više povećava u najnižem sloju, a smanjuje u sloju iznad njega. Zbog toga, u najtoplijem delu dana, kada je ta razmena vazduha najveća, u najnižem sloju nastaje maksimum a u višeležećem minimum brzine vetra. Sa slabljenjem vertikalnih konvektivnih strujanja prema večernjim časovima uspostavlja se normalna promena brzine vetra sa visinom. U toku noći, u odsustvu vertikalne razmene vazduha, brzina vetra u najnižem sloju dostiže minimum, a u sloju iznad njega maksimum.

Poznajući ove uzroke dnevnog hoda brzine vetra nije teško doći do zaključka zašto je on najizrazitiji iznad kopna, leti i u nestabilnoj atmosferi. U takvim uslovima, u periodu insolacije, najrazvijenija su konvektivna vazdušna strujanja, tj. najintenzivnija je vertikalna razmena čestica vazduha različite horizontalne brzine. Zbog toga u pustinjskim i stepskim oblastima danju vetar može u prizemnom sloju dostići olujnu jačinu, dok mu se brzina noću smanjuje čak do potpune tišine.

Zimi, a naročito u stabilnim vazdušnim masama, zbog veoma slabe vertikalne razmene vazduha, dnevne promene brzine vetra su skoro neprimetne.

Dnevni hod brzine vetra veoma je neizrazit iznad okeana, gde su vertikalna strujanja skoro podjednakog intenziteta i danju i noću. Neizrazit dnevni hod brzine vetra takodje je normalna karakteristika oblačnih dana.

Napred opisanom teorijom o uzrocima dnevnog hoda brzine vetra nije bilo moguće objasniti pojavu noćnog maksimuma i dnevnog minimuma brzine vetra i u veoma visokim slojevima atmosfere. Poznato je da ti viši slojevi atmosfere ne učestvuju u vertikalnoj razmeni vazduha sa niže ležećim slojevima. U toku prve polovine ovog veka ova pojava je objašnjena i time je dopunjena teorija o uzrocima dnevne periodske promene brzine vetra.

Deo atmosfere koji je izložen Sunčevom zračenju u celini se zagreva i širi. Pri

tome se čestice vazduha uzdižu i dobijaju na potencijalnoj energiji položaja. Kada se taj deo atmosfere nadje u senci Zemlje, usled hladjenja se skuplja i čestice vazduha zauzimaju niži položaj. Tada njihova potencijalna energija prelazi u kinetičku energiju i zbog toga im se povećava brzina horizontalnog kretanja. U tom periodu nastaje i maksimum brzine vetra u višim slojevima atmosfere.

U godišnjem hodu brzina vetra dostiže u proseku najvišu vrednost u toku zime, a najmanju u toku leta. Takva promena uslovljena je povećanjem termičke razlike, pa prema tome i horizontalnog gradijenta vazdušnog pritiska, izmedju polarnih i ekvatorijalnih predela u hladnijem delu godine, i njihovim smanjenjem u toplijem delu godine.

Ovakav godišnji hod brzine vetra karakterističan je za umereni i polarni pojas, a takodje i za celu atmosferu koja učestvuje u opštoj cirkulaciji.

Godišnji hod brzine vetra u tropskom pojasu u velikoj je zavisnosti od monsunske smene vetrova, od pomeranja zone ekvatorijalnih tišina prema severu i jugu, itd. Zbog toga je on veoma složen. Tako npr. u oblastima vladavine tropskog monsuna javljaju se dva maksimuma i dva minimuma brzine vetra. Glavni maksimum nastaje za vreme duvanja letnjeg, a sekundarni u periodu duvanja zimskog monsuna. Minimumi brzine vetra nastaju u periodima medjumonsunskih tišina (paragraf 6.11).

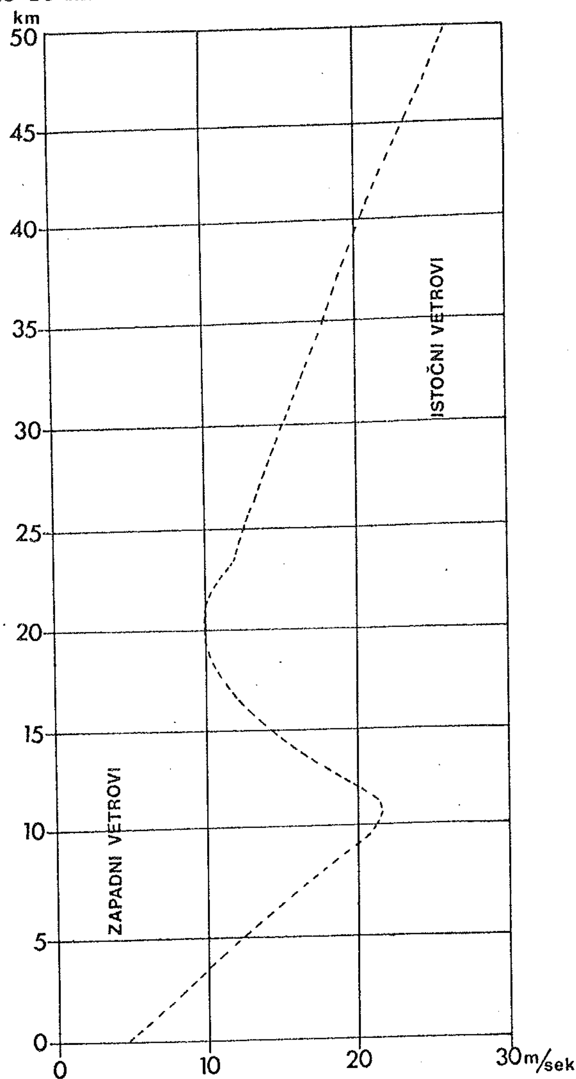
6.8.2. Promene brzine i pravca vetra sa visinom

Na osnovu dugogodišnjih i sistematskih merenja, utvrdjeno je da se brzina i pravac vetra u proseku veoma pravilno menjaju sa visinom. Posebno je značajna i interesantna promena brzine vetra.

Brzina vetra u proseku, tj. u većini slučajeva, raste sa povećanjem visine u troposferi. Takva promena prvenstveno je uslovljena uticajem sile trenja, koja se, kao što je već istaknuto, javlja uzajamnim delovanjem Zemljine površine i vazduha koji se iznad nje nalazi u horizontalnom kretanju (spoljašnja sila trenja). Naročito velike promene brzine vetra sa visinom postoje u sloju vazduha koji se kreće neposredno iznad Zemljine površine. Ovaj sloj se, zbog velikog uticaja spoljašnje sile trenja, naziva sloj trenja. U proseku ovaj sloj ima debljinu izmedju 500 i 1000 m. U njemu se uticaj spoljašnje sile trenja smanjuje sa povećanjem visine i na njegovoj gornjoj granici (nivo trenja) praktično više ne postoji. Ovo smanjenje je u blizini Zemljine površine veoma naglo, a zatim se sve više usporava do nivoa trenja.

Pošto je brzina vetra u obrnutoj srazmeri sa veličinom sile spoljašnjeg trenja, ona u blizini Zemljine površine naglo raste sa visinom, a zatim se njen porast osetno usporava. Na nivou trenja brzina vetra se približava po vrednosti brzini gradijentnog vetra. Prema tome najbrži porast brzine vetra postoji u mikrosferi. U ovom maksimalnom sloju trenja, čak pri veoma jakom vetru, neposredno iznad Zemljine površine, ukoliko je ona izrazito neravna (npr. sloj vegetacije), zbog velikog trenja brzina vetra može biti skoro ravna nuli.

Na visinini od oko 500 m brzina vetra je u proseku dva puta veća od one u najnižem delu sloja trenja (10 m), a na visini od 4 km tri puta. Dalji porast brzine vetra je sve sporiji, ali se nastavlja sve do ispod gornje granice troposfere, gde dostiže maksimalnu vrednost. To znači da se visina maksimalne brzine vetra povećava sa povećanjem visine tropopauze, a time i njena vrednost. Tako se, na primer u srednjoj Evropi, srednja visina maksimalne brzine vetra nalazi na oko 10-11 km a njena prosečna vrednost dostiže do oko 21 m/sec (slika 71). Na 30^{o} s.g.š. ona je na visini od oko 13 km sa vrednošću od oko 25 m/sec, a u blizini ekvatora na oko 18 km i sa vrednošću od 30 m/sec.



Slika 71.- Srednja godišnja brzina vetra u troposferi i stratosferi iznad Srednje Evrope

Na slici 71, osim napred napomenute karakteristike promene brzine vetra u troposferi, zapaža se da se ona u stratosferi smanjuje do visine od oko 20 km, a zatim opet povećava.

Iz slike 71 može se takodje zaključiti da se sa visinom ne menja samo brzina već i pravac preovladjujućih vetrova. Prema raspoloživim podacima, koji su dobijeni različitim indirektnim i direktnim metodama ispitivanja i merenja visokih slojeva atmosfere, došlo se do zaključka da se po karakteristikama vetrova atmosfera iznad umerenih geografskih širina može podeliti na tri sloja. Najniži sloj, koji se nalazi ispod visine od 20-30 km, odlikuje se preovladjujućim zapadnim vetrovima, o kojima će se više govoriti u paragrafu 6.10. Iznad ovoga sloja nalazi se sloj znatne debljine u kome preovladjuju vetrovi istočnog kvadranta. Pored više stratosfere, on obuhvata i celu mezosferu, jer mu se gornja granica nalazi na visini od oko 70 do 80 km. Iznad ove visine, u termosferi, opet preovladjuju zapadni vetrovi.

U tropskom pojasu raslojavanje atmosfere po preovladjujućim vazdušnim strujanjima je drugačije od onog u umerenim geografskim širinama. Iznad njega, kao što će se videti u paragrafu 6.10, u veoma plitkom sloju debljine 2-4 km, preovladjuju vetrovi istočnog kvadranta (vetrovi pasati). Iznad ovog sloja, do visine od oko 20 km, duvaju vetrovi zapadnog kvadranta, a iznad njih javljaju se ponovo istočni vetrovi.

Značajno je napomenuti da visina nivoa trenja i promena brzine vetra sa visinom zavisi od stratifikacije atmosfere, od karaktera Zemljine površine i od same brzine strujanja vazduha.

Ukoliko je intenzitet turbulentnih kretanja u prizemnom sloju veći, porast brzine vetra sa visinom je sporiji, i obratno. Znači kada su turbulentna kretanja intenzivnija, razmena vazduha izmedju nižih i viših slojeva sa različitim horizontalnim brzinama je veća. U takvim uslovima, zbog posledica ove razmene koje su opisane u prethodnom paragrafu, može čak doći i do izjednačenja brzine vetra u sloju znatne debljine, a u svakom slučaju dolazi do usporenja njenog porasta sa visinom.

Pri slaboj turbulentnoj razmeni vazdušnih čestica iz viših i nižih slojeva, brzina vetra sa visinom naglo raste. Prema tome, porast brzine vetra sa visinom je nagliji noću, zimi i u stabilnoj atmosferi.

Kada je turbulencija intenzivnija, nivo trenja leži na većoj visini nego pri slaboj vertikalnoj razmeni vazduha.

Nivo trenja leži na većoj visini i brzina vetra se naglije povećava sa visinom kada je Zemljina površina neravnija i kada je brzina vazdušnog strujanja veća. Uzrok ovome u oba slučaja leži u povećanju spoljašnje sile trenja.

Iz prethodnih paragrafa ovog poglavlja poznato je da u svim barskim sistemima, u sloju trenja, pravac vetra odstupa od pravca izobara u stranu nižeg vazdušnog pritiska. Ovo odstupanje, kako je već napomenuto, veće je što je spoljašnja sila trenja veća. Sa povećanjem visine, usled smanjenja uticaja spoljašnje sile trenja, vetar teži da se približi i po brzini i po pravcu gradijentnom vetru. Naime, vetar sa visinom skreće, i to na severnoj polulopti udesno, a na južnoj ulevo.

6.9. LOKALNI VETROVI

U nekim oblastima povremeno duvaju, sa većom ili manjom pravilnošću, vetrovi koji po svojim karakteristikama i uzrocima postanka ne pripadaju sistemu opštih atmosferskih strujanja. Ti vetrovi su ograničeni na relativno malu površinu i zahvataju plitak sloj atmosfe-

re - ispod 3 km. Zbog toga se za razliku od opštih vazdušnih strujanja nazivaju lokalnim vetrovima.

Osnovni uzrok njihovog postanka su fizičko-geografske osobine područja u kome se javljaju. Oni se mogu javiti usled nejednakog zagrevanja i hladjenja bliskih ali fizički različitih delova Zemljine površine. Takodje nastaju u procesu transformacije i deformacije nekog opšteg vazdušnog strujanja u planinskim predelima. U prvu grupu spadaju dnevni periodični vetrovi, a u drugu slapoviti vetrovi.

6.9.1. Dnevni periodični vetrovi

Usled nejednakog zagrevanja i hladjenja bliskih ali fizički različitih delova Zemljine površine javlja se nekoliko vrsta lokalnih vetrova. Skoro svi ovi vetrovi imaju zajedničku osobinu, u vezi sa uzrokom postanka,da u toku 24 časa u veoma pravilnim periodima promene pravac iz koga duvaju. Pravac koji imaju u insolacionom periodu potpuno je suprotan onom iz koga duvaju noću.

Lokalni vetrovi ove grupe javljaju se samo onda kada je horizontalni gradijent vazdušnog pritiska u široj oblasti veoma mali, tj. kada nema horizontalnih strujanja vazduha koja su uslovljena atmosferskim poremećajima većih razmera. U protivnom opšte promene barskog polja nadvladavaju lokalne promene vazdušnog pritiska, što onemogućuje pojavu ovih lokalnih vetrova sa dnevnim periodom.

U ovu grupu spadaju vetar s mora i vetar s kopna, gorski i dolinski vetar i još neki slični vetrovi uslovljeni istim uzrocima.

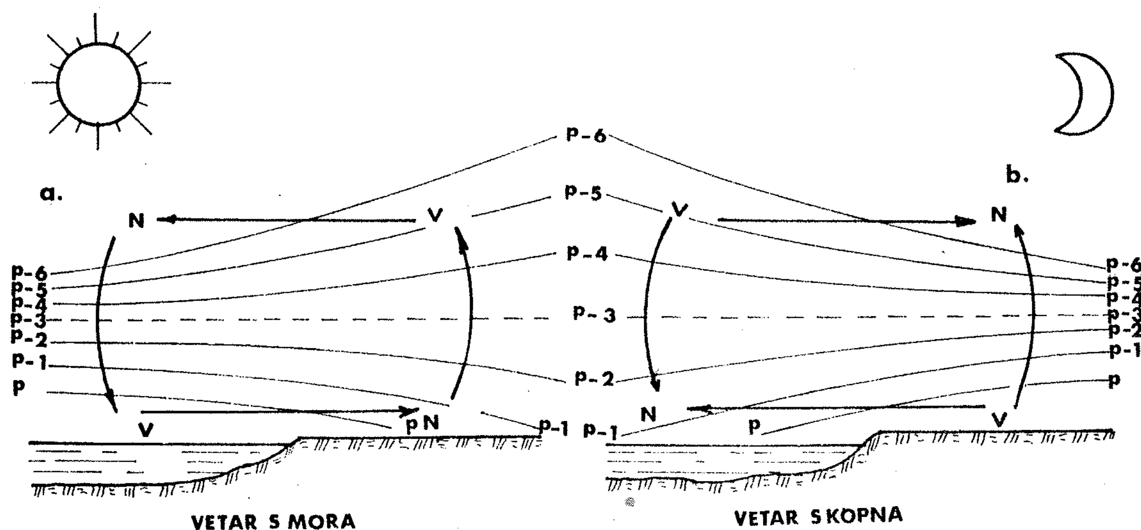
Vetar s mora i vetar s kopna

Osnovni uzrok pojave vetra s mora i vetra s kopna je nejednako zagrevanje i hladjenje graničnih delova morske i kopnene površine. Kao što je poznato, usled toga se javlja lokalna razlika u vazdušnom pritisku u prizemnom sloju atmosfere koji se nalazi pod termičkim uticajem ovih površina. Drugačije rečeno atmosfera crpi energiju za ova kretanja iz termičke razlike more - kopno.

Detaljno objašnjenje mehanizma postanka ovog termički uslovljenog vetra bilo bi suvišno, jer je već dato u paragrafu 6.1. Zbog toga će se ovde govoriti uglavnom samo o njegovim osobinama.

U periodu insolacije, kada se uspostavi termička razlika more - kopno, koja ima za posledicu pojavu prizemnog gradijenta vazdušnog pritiska od mora prema kopnu, a na visini suprotnog smera, uspostavlja se sistem zatvorene lokalne cirkulacije vazduha kao na slici 72a. U prizemnom sloju duva vetar s mora, a na visini vetar suprotnog pravca.

Noću, kada se uspostavi suprotna termička razlika kopno - more, pa prema tome i suprotni gradijenti vazdušnog pritiska, lokalni zatvoreni sistem cirkulacije postaje potpuno suprotan onom iz insolacionog perioda. Tada u prizemnom sloju duva vetar s kopna, a na visini vetar suprotnog smera (slika 72b).



Slika 72.- Vetar s mora i vetar s kopna

S obzirom na uzroke postanka, vetar s mora i vetar s kopna su najrazvijeniji u tropskom pojasu, gde su dnevna kolebanja temperature najveća i gde se javljaju najveće dnevne lokalne termičke i barske razlike more - kopno. U tim geografskim širinama ovi dnevni periodični vetrovi su skoro svakodnevna pojava. Tome doprinosi i veoma mala čestina jačih atmosferskim poremećaja, koji mogu usloviti neperiodske promene u termičkom i barskom polju i u dnevnom hodu temperature vazduha i vazdušnog pritiska.

Vetar s mora u tropskom pojasu može dostići i veću brzinu od 5 m/sec i zahvatiti sloj debljine i iznad 1000 m. Povratni vetar duva u tim krajevima obično izmedju 1000 i 3000 m.

Iz napred izloženog proizlazi zaključak da su dnevni periodični vetrovi na obalama mora i okeana umerenog pojasa osetno slabiji. Oni se javljaju samo u toplijem delu godine, kada su dnevna kolebanja temperature najveća i kada su redji atmosferski poremećaji većih razmera. Zimi se ne javljaju ni u stabilnim vedrim danima, jer je tada kopno u ovom pojasu i u insola-

lacionom delu dana hladnije od mora.

I kada je najrazvijeniji vetar s mora, u umerenim geografskim širinama retko zahvata deblji sloj od 500 m.

Vetar s kopna je u svim geografskim širinama osetno slabiji od vetra s mora i zahvata manju površinu i znatno plići sloj atmosfere. To se objašnjava prvenstveno manjom termičkom razlikom kopno - more i znatno ograničenijim termičkim uticajem ovih površina u vertikalnom pravcu u toku noći. Sekundarni uzrok manje brzine vetra s kopna je veće spoljašnje trenje, kojem je izložen stabilniji i gušći vazduh pri kretanju iznad kopna.

Pošto se najveća razlika u temperaturi, pa prema tome i u vazdušnom pritisku, javlja u obalnom pojasu, dnevni periodični vetrovi tu dostižu i najveću brzinu. Sa udaljenjem od obale - i prema pučini i prema kopnenom zaledju - oni slabe.

Vetar s mora obično prestaje da se oseća već na udaljenju od nekoliko kilometara u unutrašnjosti kopna. Samo u retkim slučajevima, kada su uslovi za njegovu pojavu veoma povoljni, i kad je kopneno zaledje ravno, može se osetiti i na većem udaljenju. U tropskom pojasu to može biti 100 km, pa i više.

Vetar s kopna, budući slabije izražen, zahvata znatno manju površinu. U tropskom pojasu oseća se najviše do 30 km od obale, a u višim geografskim širinama može se čak desiti da ne dospe ni do obale.

Vetar s mora i vetar s kopna duvaju u pravcu gradijenta vazdušnog pritiska. U tropskom pojasu to je slučaj zbog male sile devijacije. U višim geografskim širinama odstupanje od pravca gradijenta je neznatno zbog male brzine i zbog relativno kratkog puta koje prevaljuje vazduh u ovom lokalnom strujanju, pri čemu uticaj sile devijacije ne može biti veliki.

Vreme početka duvanja dnevnih periodičnih vetrova s kopna i mora zavisi od lokalnih uslova, godišnjeg doba i stanja vremena.

Vetar s mora prvo počinje da duva na pučini i postepeno se približava obali, gde se obično oseti izmedju 8 i 10 časova. Najveću jačinu dostiže u najtoplijim časovima dana, a zatim postepeno slabi i prestaje posle zalaska Sunca. Oko 21 časa počinje da duva vetar s kopna. On duva sve do pred izlazak Sunca.

Prelaz iz perioda jednog vetra u drugi nije neposredan, već izmedju njih postoje periodi tišine. To su periodi smenjivanja dana i noći, kada termičke i barske razlike izmedju mora i kopna kratkotrajno nestaju.

Dejstvo ovih periodičnih vetrova uglavnom nije veliko. I jedan i drugi vetar uslovljavaju slabiji pad temperature vazduha u obalnom pojasu i prema tome deluju osvežavajuće. Vetar s mora povećava vlažnost vazduha, što može dovesti do razvoja lokalnih oblaka vertikalnog razvitka na kopnu. Ti efekti su najveći u tropskom pojasu, gde ovi vetrovi zbog toga mogu imati značajan uticaj na lokalno vreme i klimu.

Vetar s mora (maestral) i vetar s kopna (burin) veoma često duvaju leti na našoj obali. Najrazvijeniji su na delu obale čije zaledje čini relativno ravna i prostrana Dalmatinska Zagora (Zadar-Biograd na moru-Šibenik).

Napred navedeni uzroci dovode i do pojave dnevnih periodičnih vetrova na obalama jezera, pa čak i većih reka. Medjutim, usled male vodene površine, ovi vetrovi su znatno slabije razvijeni, nego vetar s mora i vetar s kopna. U našoj zemlji poznata je dnevna smena vetrova na Ohridskom i Prespanskom jezeru.

Slični, ali neuporedivo slabiji vetrovi sa dnevnim periodom javljaju se i u graničnoj zoni izmedju nekih drugih fizički različitih površina. Tako se npr. na granici izmedju većih šumskih površina i okolnih polja javlja danju slab vetar prema polju, a noću prema šumi. Retko se slabi vetrovi ove vrste javljaju na granici izmedju gradova i okolnog slobodnog zemljišta ili na granici izmedju močvara i suvog zemljišta.

Gorski i dolinski vetar

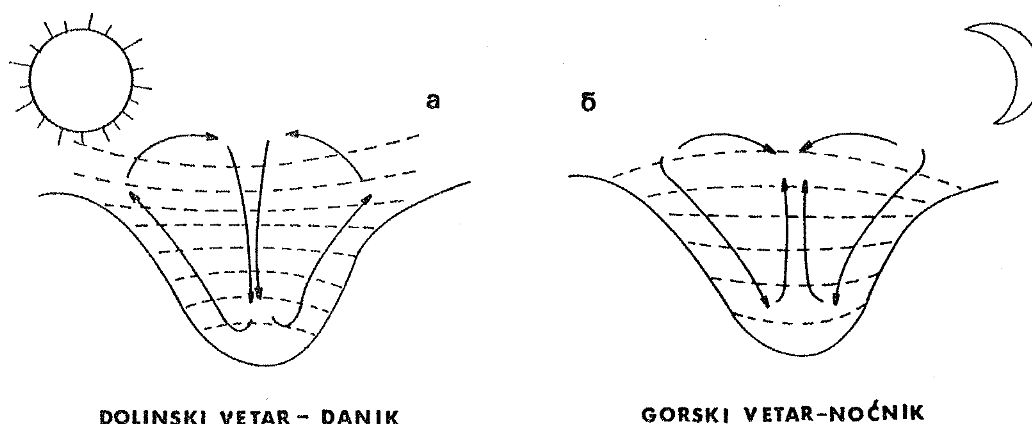
U planinskim predelima, u dolinama i kotlinama, javljaju se razlike u zagrevanju i hladjenju vazduha koji se nalazi u neposrednom dodiru sa padinama i onog u slobodnoj atmosferi koji je bliži središtu ovih konkavnih oblika zemljišta. To dovodi do lokalnih poremećaja u raspodeli vazdušnog pritiska, i do pojave dnevnog periodičnog vetra poznatog pod imenom gorski i dolinski vetar ili noćnik i danik.

Proces nastajanja ovog vetra je veoma složen. Zbog toga će se ovde o njemu dati samo neka opštija tumačenja.

U periodu insolacije, usled intenzivnijeg zagrevanja vazduha u blizini padina,

uspostavlja se lokalna raspodela vazdušnog pritiska kao na slici 73a. Naime, gradijent je u nižim slojevima usmeren prema padinama, a na visini ka središtu doline ili kotline. Zbog toga iz doline duva dolinski vetar prema planinskim vrhovima, koji, sa kompenzacionim suprotnim vetrom na visini i silaznim strujanjem u središnom delu doline, čini zatvoreni cirkulacioni sistem (slika 73a). Visina na kojoj vazduh počinje da struji ka središnom delu doline obično se nalazi na visini od 0,5 - 1,0 km iznad njenog dna.

Dolinski vetar je utoliko jači ukoliko je atmosfera nestabilnija, tj. ukoliko su vertikalni gradijenti temperature veći.



Slika 73.- Gorski i dolinski vetar

Srednja brzina dolinskog vetra je 2-4 m/sec, a u izuzetnim situacijama dostiže 7-10 m/sec.

Usled dinamičkog hladjenja vazduha koji se uzdiže, dolinski vetar može usloviti obrazovanje oblaka vertikalnog razvitka. Obično počinje da duva 2-3 sata po izlasku Sunca i dostiže maksimalnu jačinu u najtoplijim popodnevnim časovima. Jača uzlazna i silazna strujanja, koja pripadaju ovom lokalnom cirkulacionom sistemu, mogu biti ozbiljna opasnost za lake avione i jedrilice.

Noću, kada se vazduh na padinama jače rashladi, počinje da duva gorski vetar ili noćnik (slika 73b). Ovo lokalno strujanje sa silaznom komponentom počinje obično posle ponoći i dostiže najveću brzinu pred izlazak Sunca. Ukoliko su padine strme, a hladjenje vazduha vrlo intenzivno, brzina gorskog vetra može prevazići brzinu dolinskog vetra.

Iz istih razloga kao kod ostalih dnevnih periodičnih vetrova, gorski i dolinski vetar su najbolje razvijeni u oblastima i periodima koji se odlikuju najvećim dnevnim kolebanjima

temperature vazduha. Bez obzira na geografsku širinu oni se najpravilnije razvijaju u većim, prostranim i dubokim dolinama.

U planinskim predelima , gde postoje veći lednici, javlja se tzv. ledni<u>čki vetar</u>. Ovaj vetar se javlja usled razlike u temperaturi vazduha iznad lednika i bliže okoline. Medjutim, pošto je uvek niža temperatura iznad lednika, on duva prema okolini u toku celih 24 časa. U zavisnosti od dnevnih promena u ovoj termičkoj razlici, on je znatno jači u periodu insolacije.

U krajevima gde lednici pokrivaju veliku površinu lednički vetar može dostići znatnu jačinu. Tako npr. na najvećem ledniku Fedčenko na Kavkazu (SSSR) lednički vetar dostiže i do 7 m/sec. Medjutim, vertikalna razvijenost mu obično ne prelazi nekoliko desetina metara.

6.9.2. Slapoviti vetrovi

Pod uticajem reljefa, naročito ako oblik i položaj planina tome posebno pogoduju, može doći do takvih poremećaja i modifikacija opštih vazdušnih strujanja, koji mogu usloviti pojavu karakterističnih lokalnih vetrova. Ovi lokalni vetrovi javljaju se na zavetrenim stranama planina, na kojima vazduh prelazi u silazno kretanje. Ove orografske vetrove, s obzirom na njihovu izvesnu sličnost sa slapovima (vodopadima), nazivaju slapovitim vetrovima.

Kao što je poznato iz paragrafa 6.7, u sloju opšteg vazdušnog strujanja, koji je poremećen pod uticajem orografske prepreke, nastaju - u rezultatu adijabatskih procesa-značajne promene u fizičkim osobinama vazduha.

Na zavetrenu stranu ovaj vazduh dolazi sa smanjenom vlažnošću, što predstavlja jednu od zajedničkih osobina svih slapovitih vetrova. Da li će slapoviti vetar usloviti porast ili pad temperature zavisi od osobina vazdušne mase koja je izložena orografskoj modifikaciji. U prvom redu značajna je temperatura koju je imala vazdušna masa pre nego što je naišla na orografsku prepreku. Takodje je od velikog značaja koliku je temperaturu imao vazduh koji se pre pojave slapovitog vetra nalazio u oblasti njegovog uticaja. Ne treba pri tome potceniti ni značaj visine orografske prepreke koja modifikuje opšte vazdušno strujanje. Može se desiti da zbog veoma niske temperature vazduha koji nailazi na orografsku prepreku, zbog veoma visoke temperature vazduha koji se prethodno nalazio iza njene zavetrene strane ili zbog njene male visine, slapoviti vetar ne uslovi porast, već pad temperature vazduha.

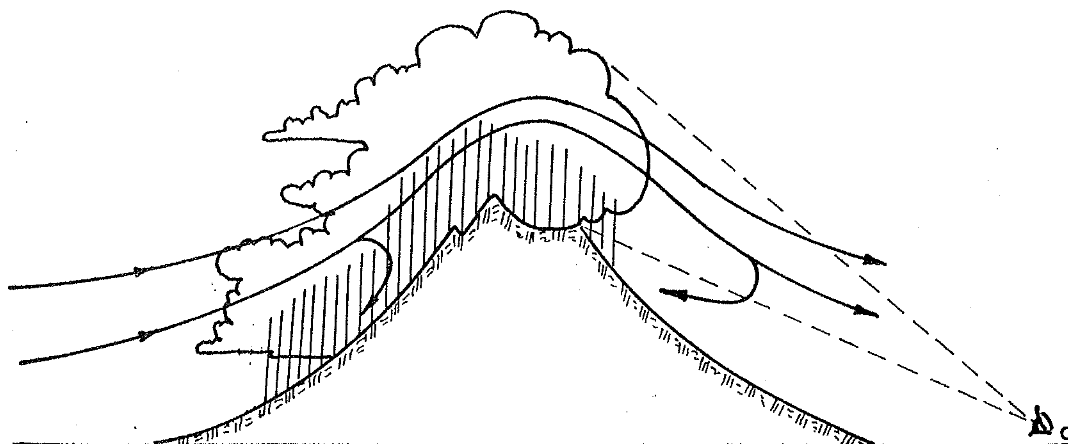
Lokalni slapoviti vetrovi veoma sličnih osobina duvaju u svim planinskim oblastima na svetu gde za to postoje potrebni uslovi. Ovde će uglavnom biti opisani oni slapoviti vetrovi koji duvaju u našoj zemlji.

Fen

Fen je suv, topao i najčešće jak vetar koji nastaje orografskom modifikacijom fizičkih osobina vazdušnog strujanja koje je uslovljeno prolazom ciklona. U nekim planinskim oblastima, kao npr. u Alpima, duva i pravi anticiklonski fen, i to kada se ovaj barski sistem obrazuje nad planinom, i kada vazduh, koji se u njemu spušta, nastavlja da struji niz padine dobijajući izrazito fenske osobine (fen iz slobodne atmosfere).

Vetar može dobiti izrazite fenske karakteristike samo ako pri prelasku preko orografske prepreke dostigne nivo kondenzacije. Tada je, kako je to objašnjeno u paragrafu 4.7 (4.7.3), usled kombinacije suvo-vlažno-suvo adijabatskih procesa moguća takva modifikacija vazduha da on dolazi u podnožje zavetrene strane sa visokom temperaturom i malom vlažnošću.

Porast temperature i pad vlažnosti vazduha pri pojavi fena mogu biti veoma veliki, i to u kratkom vremenskom periodu. On donosi veoma čist, tj. prozračan vazduh, zbog čega se vidljivost povećava, a nebo dobija tamno plavu boju. Prateće pojave ovog vetra su i karakteristični oblaci koji se javljaju na vrhu orografske prepreke i zadržavaju u celom periodu njegovog duvanja. Ovi oblaci su poznati pod imenom "fenska kapa" ili "fenski valjak", jer takav utisak ostavljaju na posmatrača koji se nalazi u podnožju zavetrene planinske strane (slika 74). U stvari ova pojava predstavlja vrh oblaka koji se u uzlaznoj struji obrazuje na navetrenoj strani orografske prepreke.



Slika 74.- Vidljivi deo orografski uslovljenog oblaka (fenski valjak) za osmatrača (O) iz podnožja zavetrene strane planine

Vetrovi sa fenskim karakteristikama u višim geografskim širinama najčešći su i najizrazitiji u hladnijem delu godine. Tada su i najčešće barske situacije u kojima se javljaju i tada se obično, pre njihove pojave, na zavetrenoj strani planine nalazi veoma hladan vazduh.

Jedan od najpoznatijih vetrova sa tipičnim fenskim karakteristikama je fen koji duva na severnim padinama Alpa (južni fen) u južnom delu Nemačke. Manje je izražen severni fen koji duva na južnim padinama Alpa prema Mediteranu.

U SAD i Kanadi, na istočnim padinama Stenovitih planina i u njihovom podnožju, takodje se povremeno javlja veoma izražen i jak fen. Lokalno ime ovog fena je "činuk".

U našoj zemlji opšta strujanja južnog kvadranta dobijaju na severnim padinama Dinarskih planina fenske karakteristike. Kada se uspostavi takav sistem strujanja dolazi do osetnijeg porasta temperature i pada vlažnosti vazduha u blago zatalasanim i ravničarskim predelima oko reke Save, pa čak i severnije. Lokalno su ovi efekti još izraženiji, kao npr. oko Bihaća. S obzirom na uzrok postanka ovaj vetar se može nazvati dinarskim fenom.

Kao što je napomenuto fen može usloviti nagli i veoma osetan porast temperature i pad vlažnosti vazduha. Ovde će biti navedeni samo neki slučajevi takvih promena.

U podnožju Kavkaza (SSSR) pri pojavi fena temperatura vazduha je izmedju 24. i 27. marta 1899. god. porasla za preko $20^{\circ}C$, a relativna vlažnost vazduha se smanjila od 100% na 12%, pa čak i na 9%. U podnožju Stenovitih planina (SAD) nije redak slučaj da u roku od 15 minuta od pojave činuka temperatura poraste za 15°-$20^{\circ}C$, pa čak i više. Tako je jednom u Južnoj Dakoti, decembra 1933. god., temperatura vazduha porasla za 18 časova čitavih $37^{\circ}C$.

Iz svega napred izloženog može se zaključiti da vetrovi sa fenskim karakteristikama mogu imati veliki pozitivan ili negativan uticaj. Ako su česti, oni uslovljavaju osetno višu srednju temperaturu i nižu relativnu vlažnost vazduha, tj. menjaju lokalne klimatske karakteristike.

Usled naglog i velikog porasta temperature vazduha, fen uslovljava brzo topljenje snežnog pokrivača. Zato ga u Južnoj Nemačkoj nazivaju "snegožder", a činuk na indijanskom narečju znači žderač snega.

Naglo topljenje snega ima često negativne posledice, jer se u planinama ja-

vljaju snežni usovi, a u nižim delovima povodnji. Nasuprot ovome, fen ima pozitivan uticaj u proleće, kada porastom temperature vazduha ubrzava početak vegetacionog perioda ili topljenjem snežnog pokrivača u toku zime omogućava ispašu, kao npr. u podnožju Stenovitih planina. U jesen ovi vetrovi ubrzavaju sazrevanje raznih plodova. Medjutim, ako je fen dugotrajan može u vegetacionom periodu usloviti sušenje lišća i plodova. Takve neprilike povremeno ima severni deo Sicilije (Italija), gde vetar jugo (sirroco) prelazi u silazno kretanje. Budući da je veoma topao, suv i dugotrajan, povećava isparavanje i dovodi do sušenja maslina, vinove loze, itd.

Za vreme dugotrajnog fena, zbog velike suvoće vazduha, česti su šumski požari. On takodje negativno utiče na psihofizičko stanje ljudi i ukoliko je dugotrajan uslovljava razdražljivost, glavobolje i sl.

Bura

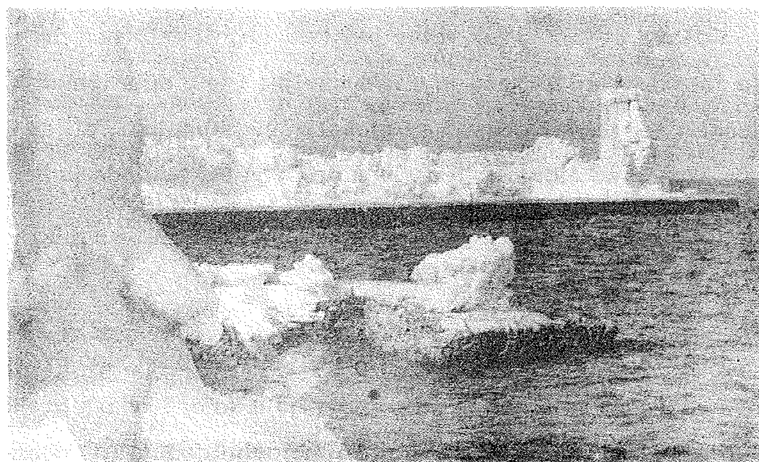
Bura je slapoviti vetar severnog do severoistočnog pravca, koji duva na celoj istočnoj obali Jadranskog mora, od Tršćanskog do Medovskog zaliva. Najčešće se javlja i najjača je u hladnijem delu godine, i to zimi. Duva kada se severno od Dinarskih Alpa nalazi polje visokog vazdušnog pritiska, a ciklon u zapadnom delu Sredozemnog ili Jadranskog mora. Pri tako uspostavljenom horizontalnom gradijentu vazdušnog pritiska hladan vazduh, poreklom iz viših geografskih širina, prelazi preko Dinarskih Alpa i obrušava se velikom brzinom prema obali. Usled relativno male visine ovog planinskog sistema, niske temperature vazduha koji prelazi preko njega i visoke temperature vazduha koji se nalazi na obali pre njene pojave, bura je hladan vetar koji uvek uslovljava pad temperature. Kao i drugi slapoviti vetrovi, uvek uslovljava pad vlažnosti vazduha i preovladjujuće nepadavinsko, pa čak i vedro vreme, izuzev u slučaju tzv. ciklonske bure, o kojoj će kasnije biti reči.

Jedna od glavnih osobina bure je i njena vanredno velika jačina i mahovitost. Brzina joj se kreće izmedju 16 i 33 m/sec. Na pojedinim delovima obale može dostići u pojedinim udarima i preko 50 m/sec.

Najjača je na onim delovima naše obale gde se planine skoro neposredno i okomito uzdižu uz obalu i gde na planinskim grebenima postoje useci u kojima dolazi do zbijanja strujnica. Bura je poznata po posebnoj jačini oko Ajdovščine, ispod Velebita, oko Splita i ispod Biokova. Brzina joj se još više povećava u zalivima, dragama i kanalima čiji se pravac pružanja poklapa sa njenim pravcem.

Kada je naročito jaka, bura može potpuno onemogućiti ili opasno ugroziti pomorski i drumski saobraćaj pored obale. Može izazvati oštećenja, pa čak i potapanja plovnih objekata. Njeni bočni udari uzrok su mnogim saobraćajnim nesrećama na Jadranskoj magistrali. Nanosi velike štete i naseljima pored obale rušeći dimnjake i krovove, kidajući nadzemne vodove, itd.

Jačina bure se veoma brzo smanjuje prema pučini. Ne stvara velike talase, pa se kaže da za vreme bure more "prši". Tada se u severnom delu našeg primorja, kao npr. kod Senja, ako bura donosi vazduh sa temperaturom ispod $0^{o}C$, kapljice na obali smrzavaju obrazujući veoma debele i složene naslage leda (slika 75). Jačina i učestanost joj se smanjuje od Trsta prema jugu.



Slika 75.- Izgled Senjske luke sa naslagama smrznute morske vode posle duvanja hladne bure u februaru 1956.god. (Iz fotodokumentacije Pomorskog meteorološkog odeljenja u Splitu)

Razlikuju se dve vrste bure, i to anticiklonska i ciklonska. Za vreme ove druge, tzv. mračne bure, vlada oblačno i kišovito vreme. Nastaje pri prolazu ciklona duž Jadranskog mora i duva u njegovom zadnjem delu. U prednjem delu ciklona tada duvaju topli i vlažni vetrovi južnog-jugoistočnog pravca. Nailazeći na hladan vazduh, koji dolazi sa burom, ovaj topli vazduh uzdiže se iznad njega pa dolazi do procesa kondenzacije i sublimacije, tj. do obrazovanja oblaka i padavina.

Anticiklonska bura, koja je češća i za vreme koje vlada nepadavinsko i čak vedro vreme, duva kada na Jadranskom moru nema izrazitog ciklona, a severno od Dinarskih Alpa se nalazi jak anticiklon.

Vetrova sa sličnim osobinama ima i u drugim krajevima sveta. Tako npr. na crnomorskim padinama Kavkaza (SSSR) duva povremeno veoma hladan i jak slapoviti vetar koga nazivaju bora. Njegovi pojedini udari, naročito oko Novorosiska, dostižu brzinu od 60 m/sec, pa čak i veću. Pad temperature uslovljen ovim vetrom iznosi 10°-20°C, i više. Vetar ovih karakteristika, koga nazivaju mistral, duva i u dolini Rone. Može usloviti osetna zahladjenja, pa čak i mrazeve, na sredozemnoj obali Francuske oko Marselja, ali je znatno slabiji od napred opisanih slapovitih vetrova.

Košava

Košava je veoma jak vetar jugoistočnog do istočnog pravca, koji duva u severoistočnom delu Jugoslavije. Najjača je u Podunavlju, i to u delu izmedju Velikog Gradišta, Bele Crkve, Novog Sada i Beograda. Odavde se njena jačina smanjuje, ali se njen uticaj oseća na severu do Tamiša, na zapadu do Morave, a na jugu do Crne reke. Kada je horizontalni gradijent vazdušnog pritiska naročito veliki, širi se na celu Vojvodinu, a u užoj Srbiji zahvata sve krajeve do Mačve, Valjeva, Kragujevca i južnije od Crne reke.

Košava duva kada se anticiklon nalazi iznad istočne Evrope, a ciklon u zapadnom delu Mediterana. Pošto se takva barska situacija u kojoj izobare preko Jugoslavije imaju pravac NW-SE ili N-S uspostavlja najčešće u zimskoj polovini godine (oktobar-mart), to je čestina i jačina košave najveća u ovom periodu.

Košava pripada grupi lokalnih slapovitih vetrova zato što nastaje posle prelaza opšteg vazdušnog strujanja preko planina Istočne Srbije. Veoma je mahovita i njeni pojedini udari mogu dostići 25-30 m/sec, pa i blizu 40 m/sec. Retko duva samo jedan dan. Obično traje 2-3 dana, a može duvati i znatno duže. Tako je 1928. god. duvala neprekidno 30 dana, od 28. februara do 28. marta, a 1953. od 11. oktobra do 10. novembra, pun 31 dan. Verovanje nekih ljudi da postoji posebna pravilnost u dužini trajanja košave, tj. da duva 3,7 ili 21 dan, potpuno je pogrešno. Vreme trajanja košave je veoma promenljivo i koleba u širokim granicama. Ona duva onoliko koliko se zadržavaju atmosferski poremećaji koji je uslovljavaju, a njihov život i položaj zavisi od opštih atmosferskih zbivanja koja su veoma promenljiva.

Kao i svi drugi slapoviti vetrovi, košava uslovljava pad vlažnosti vazduha. U zavisnosti od vremenske situacije ona može usloviti porast ili pad temperature vazduha, tj. ima osobine fena ili bure. U većini slučajeva ona ipak ima sve fenske osobine. U Beogradu npr. košava u proseku povećava temperaturu vazduha za 5,2°C. Medjutim i u slučajevima tople košave

osećaj hladnoće je veliki i on je fiziološke prirode. To je zato što, usled povećanog isparavanja tela utrošak organske toplote je veći i osećaj hladnoće jači, iako je temperatura vazduha u stvari porasla. Osim toga ovaj osećaj hladnoće uslovljen je i izbacivanjem toplog vazduha koji se nalazi neposredno uz telo i ubacivanjem spoljnjeg hladnog vazduha kroz odeću.

Nije redak slučaj da košava donese i zahladjenje. To se obično dešava kada ima istočniji pravac.

Da li će košava doneti porast ili pad temperature vazduha zavisi od temperature vazduha koji sa njom dolazi iz viših geografskih širina, i od temperature koju je imao vazduh koji se nalazio u oblasti njenog delovanja pre njene pojave.

Interesantno je napomenuti da područje Negotinske krajine retko ima vetrove košavskog pravca. Ponekad, kad košava duva severno i zapadno od istočnosrpskih planina u Negotinskoj krajini duva vetar suprotnog pravca. Ovo se može objasniti ranije opisanim orografskim efektom na vetrove zbog kojeg se na navetrenoj strani planine obrazuje vrtlog. Tada se na samoj navetrenoj padini javlja slab vetar suprotnog pravca (slika 74).

Za vreme košave obično vlada nepadavinsko vreme, izuzev navetrenih strana istočnosrpskih planina gde je u uzlaznoj struji oblačno i pada kiša ili sneg. Neposredno po prestanku košave, obično i na zavetrenom delu počinju padavine.

Vardarac

Najmanje proučen slapoviti vetar u našoj zemlji je vardarac. Duva u dolini Vardara, kada se severno od Makedonije nalazi visok pritisak, a ciklon u Jegejskom moru. Najčešći je u toku zime i uslovljava pad temperature i vlažnosti vazduha. Za vreme trajanja ovog vetra takodje preovladjuje nepadavinsko, pa čak i vedro vreme.

6.9.3. Jugo

U karakteristične vetrove koji imaju velikog uticaja na vreme i klimu nekih krajeva naše zemlje nesumnjivo spada i vetar jugo. Ovaj vetar duva u većem delu Mediterana sa manjim ili većim razlikama u fizičkim osobinama i pravcu. Uzimajući u obzir ove razlike i činjenicu da ne zahvata istovremeno velike delove Mediterana, ovaj vetar južnog kvadranta može

se smatrati lokalnim vetrom. Medjutim, treba napomenuti da on po uzrocima postanka i osobinama ne pripada ni jednoj od napred opisanih grupa lokalnih vetrova.

Jugo ili široko (sirroco), kako ga nazivaju u nekim delovima Mediterana, počinje da duva kada se ciklon kreće preko Sredozemnog ili Jadranskog mora, a iznad Severne Afrike leži visok vazdušni pritisak. Duva u stvari u prednjem delu ciklona iz južnog do jugoistočnog smera. Ovom ciklonskom cirkulacijom veoma često bude zahvaćen suv i topao vazduh iz Severne Afrike, koji sadrži znatne količine pustinjske prašine. Taj vazduh, u toku prelaza preko Sredozemnog i Jadranskog mora, postaje veoma bogat vodenom parom. Kada u južnoj struji naidje na našu obalu usled orografskog efekta uslovljava na njoj, kao i na padinama primorskih planina Dinarskih Alpa, oblačno i kišovito vreme. Najveći deo padavina, koje u ovim delovima naše zemlje padnu u hladnijem delu godine, uslovljen je ovim strujanjem, tj. vetrom jugo. Njegovim uticajem može se objasniti i najveća količina padavina u Evropi, u Crkvicama iznad Boke Kotorske (5000 mm).

Kada sa jugom dolazi vazduh poreklom iz Severne Afrike povremeno padaju obojene padavine - žućkaste ili crvenkaste boje. O njima će se više govoriti u sledećoj glavi.

Jugo, budući da je često veoma jak i da zahvata veliku površinu mora, uslovljava velike talase, koji se valjaju sa pučine prema obali. Tada on ometa pa čak i opasno ugrožava, plovidbu i čini štete na obali.

Jačina i čestina juga se povećava od severnog prema južnom delu našeg primorja.

6.10. OPŠTA CIRKULACIJA ATMOSFERE

Pod opštom cirkulacijom atmosfere podrazumeva se sistem horizontalnih i vertikalnih vazdušnih strujanja koji zahvata celu Zemljinu površinu i znatan sloj atmosfere. Može se reći da se ovim osnovnim sistemom vetra vrši stalna razmena vazduha izmedju nižih i viših slojeva atmosfere i izmedju manjih i većih geografskih širina, a takodje i medjuhemisferska razmena. Zbog toga ovu cirkulaciju nazivaju i planetarna cirkulacija.

Sva strujanja koja pripadaju opštoj cirkulaciji atmosfere (u daljem tekstu OCA) dele se na zonalna (paralelna uporednicima), meridionalna (paralelna meridijanima) i vertikalna. Zonalna komponenta je preovladjujuća, a meridionalna osetno manja. Najmanja je

vertikalna komponenta jer srednja brzina vertikalnih strujanja ne prelazi 0,3 cm/sec. Veće brzine vertikalnih strujanja javljaju se samo u delovima atmosfere koji su zahvaćeni atmosferskim poremećajima. U ciklonima i anticiklonima srednja brzina uzlaznih i silaznih strujanja iznosi 10 cm/sec. Samo u relativno malim cirkulacionim sistemima velikog intenziteta, kao što su tropski cikloni, tornada i olujni oblaci, javljaju se znatno jača vertikalna strujanja. Ona prelaze i 30 m/sec ali su kratkotrajna i prostorno veoma ograničena.

Prema tome, osnovno kretanje u atmosferi je horizontalno.

Dobro poznavanje sistema OCA je neophodno da bi se shvatile i objasnile vremenske i klimatske karakteristike na Zemljinoj površini i u donjim slojevima atmosfere. Poznavanje njenih uzroka i zakonitosti je osnov savremenih metoda prognoze razvoja vremena na kraće i duže rokove.

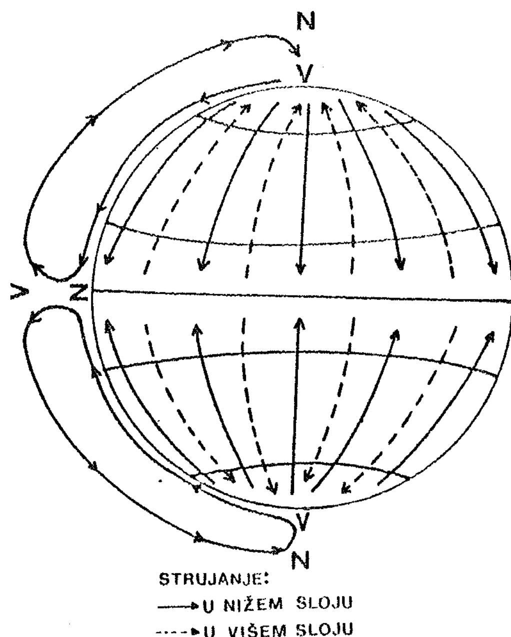
Da bi se lakše i potpunije shvatili uzroci, karakteristike i posledice OCA, neophodno je poći od najjednostavnijih teorijski postavljenih uslova, a ne treba odmah uzimati u obzir neke uticaje od kojih ona veoma mnogo zavisi.

Početna teorijska pretpostavka bi zahtevala da je Zemljina površina homogena i ravna i da je atmosfera svuda podjednako prozračna za Sunčevo i Zemljino zračenje. Takodje treba uzeti da se sila devijacije ne javlja iako se Zemlja okreće oko svoje ose.

Poznato je da bi pri ovakvim uslovima raspodela Sunčeve zračne energije bila veoma pravilna. Količina toplote i njen kvalitativni efekt (temperatura) bi se pravilno smanjivali od ekvatora prema polovima. U stvari, zavisili bi samo od geografske širine.

U takvoj raspodeli temperature vazduha, meridionalni gradijent temperature ekvator - polovi mora se odraziti na prizemno i visinsko barsko polje. Izobarske površine bi bile nagnute u nižim slojevima od pola prema ekvatoru, a na većim visinama suprotno. Pri takvoj jednostavnoj raspodeli vazdušnog pritiska, i u odsustvu sile devijacije, vazduh bi se uzdizao iznad jako zagrejane ekvatorijalne oblasti i na izvesnoj visini prelazio bi u meridionalno kretanje prema polovima.

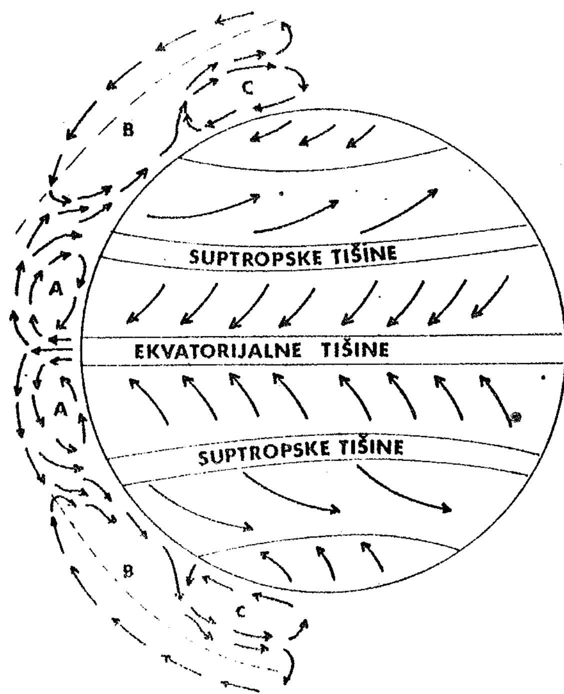
U prizemnim slojevima vazduh bi strujao od polarnih oblasti prema ekvatoru, a kao kompenzacija ovom strujanju iznad polarnih oblasti postojalo bi descendentno kretanje (slika 76).



Slika 76.- Shema idealne cirkulacije atmosfere uslovljene jedino nejednakim zagrevanjem Zemljine površine

Iz svega izloženog može se zaključiti da bi OCA u takvim idealnim uslovima bila veoma jednostavna. Na svakoj hemisferi postojala bi po jedna cirkulaciona ćelija velikih razmera. Ovakav pristup razmatranja OCA pokazuje u prvom redu da je ona uslovljena termičkom razlikom polovi-ekvator. Naime, dolazi se do zaključka da pokretačka sila OCA proizilazi iz neravnomerne raspodele Sunčeve zračne energije na Zemljinoj površini. Ovu činjenicu konstatovao je još 1686. god. engleski astronom Halej (poznat po otkriću kometa) u svom poznatom radu o vetrovima pasatima.

Uvodjenjem sile devijacije u dalja razmatranja, sistem OCA postaje znatno složeniji i približava se realnim uslovima koji vladaju u atmosferi (slika 77).



Slika 77.- Shema opšte cirkulacije atmosfere

Pod uticajem sile devijacije, visinsko strujanje od ekvatora prema polovima skreće od meridionalnog pravca. Do većeg skretanja dolazi tek od 10-15^{o} severne i južne g.š. U suptropskim geografskim širinama ovo strujanje postaje zonalno, i to zapadnog pravca. Pošto je ovim sprečeno dalje meridionalno prenošenje vazduha, na visini dolazi do njegovog nagomilavanja. Posledica ovog dinamičkog procesa je postojanje suptropskog pojasa visokog vazdušnog pritiska. Prema tome, u nižim slojevima atmosfere postoji horizontalni gradijent vazdušnog pritiska, od suptropa prema ekvatoru i polovima. Pod njegovim uticajem vazduh iz suptropskih oblasti struji delimično prema severu a delimično prema jugu. Ovo uticanje vazduha kompenzuje se silaznim vazdušnim strujanjima u zoni suptropskog pojasa visokog vazdušnog pritiska.

Vazduh koji struji u prizemnom sloju tropskog pojasa prema ekvatoru, pod dejstvom sile devijacije na severnoj polulopti dobija prosečan severoistočni, a na južnoj polulopti jugoistočni smer.

Visinski vetrovi, koji u tropskom pojasu duvaju od ekvatora prema suptropima, imaju u proseku potpuno suprotan smer od vetrova u prizemnom sloju.

Prema tome u tropskom pojasu postoji kružni cirkulacioni sistem, koji se naziva tropska cirkulaciona ćelija (slika 77-A).

Prizemni vetrovi ove cirkulacije, koji se nazivaju pasati[*)], veoma su postojani. Oni mogu duvati danima, pa čak i nedeljama, ne menjajući pravac i brzinu. Imaju umerenu jačinu. Srednja brzina im se kreće od 5 do 8 m/sec. Postojanost ovih vetrova uslovljena je veoma malom čestinom atmosferskih poremećaja u tropskom pojasu. Izraženiji su i postojaniji na okeanima.

Naime, tropska cirkulaciona ćelija je najpostojanija iznad okeana. Na kontinentima ona je nepostojana zbog toga što se, kao što je poznato iz podparagrafa 5.4.3, iznad njih anticikloni održavaju samo zimi. Zbog jakog zagrevajućeg uticaja podloge iznad tih tropskih delova kontinenata leti preovladjuje nizak vazdušni pritisak. Prema tome, vetrovi tropske cirkulacione ćelije su izraženi slabije iznad kopnenih površina i duvaju samo u hladnijem delu godine.

Sa približavanjem ekvatorijalnom pojasu niskog pritiska, pasati slabe i u njemu preovladjuju tišine. Zbog toga se ova oblast, koja nije šira od 100 km, naziva i zona ekvatorijalnih tišina (kalmi). U njoj, kako je napred navedeno, preovladjuju uzlazna vazdušna strujanja. Ona u stvari predstavlja zonu susreta pasata južne i severne polulopte i zbog toga je nazivaju i intertropskom zonom konvergencije, ili tropskim frontom. Ova zona se u toku godine pomera prema severu i jugu u zavisnosti od prividnog kretanja Sunca. Zahvaljujući tome u nižim slojevima atmosfere vrši se medjuhemisferska razmena vazdušnih masa, naime, intertropska zona konvergencije se premešta na onu poluloptu na kojoj vlada leto. Tada dolazi do prelaza pasata sa druge polulopte preko ekvatora, o čemu će u sledećem paragrafu biti više reči.

Zbog suprotnog pravca visinsko strujanje se u ovoj cirkulacionoj ćeliji naziva antipasatima. Ovi visinski vetrovi, koji na severnoj polulopti imaju prosečan jugozapadni, a na južnoj polulopti severozapadni smer, duvaju oko ekvatora iznad visine od 7-10 km, a u suptropskim širinama iznad 2-5 km.

[*)] Od španske reči passata - prevoz, prevoženje, tj. vetrovi koji su povoljni za plovidbu jedrenjaka

U suptropskoj oblasti, gde preovladjuju silazna vazdušna strujanja, vetrovi su veoma slabi. Zbog toga ovu oblast nazivaju zonom suptropskih tišina (kalmi), a često u stručnoj literaturi i konjskim geografskim širinama (horsse's latitude)*).

Od polarnih oblasti, iznad kojih se u toku cele godine održavaju termički anticikloni, vazduh se u prizemnim slojevima kreće prema pojasu niskog vazdušnog pritiska umerenih geografskih širina. Pod uticajem sile devijacije, ovi vetrovi imaju u severnoj polarnoj oblasti severoistočni smer, a u južnoj polarnoj oblasti jugoistočni smer.

U zoni niskog pritiska umerenih geografskih širina vazduh prelazi u uzlazno strujanje. Na visini, zbog horizontalnog gradijenta ekvator-pol, ovaj vazduh struji prema polovima. Pod uticajem sile devijacije ovaj visinski vetar ima suprotan smer od onog u prizemnim slojevima, tj. duva iz zapadnog kvadranta.

Silaznim strujanjem u blizini polova zatvara se ovaj cirkulacioni sistem koji se naziva polarna cirkulaciona ćelija (slika 77-C).

Visina do koje u polarnoj cirkulacionoj ćeliji preovladjuju vetrovi istočnog kvadranta nije velika. To je naročito izraženo iznad Arktika gde je termički anticiklon slabije razvijen. Iznad Antarktika vetrovi suprotnog zapadnog kvadranta duvaju tek iznad 4 km, pa čak i iznad 6 km.

Izmedju tropskih i polarnih cirkulacionih ćelija postoji veoma tesna veza, koju čine cirkulacione ćelije umerenih geografskih širina. Preko njih se vrši neprekidna razmena vazduha izmedju većih i manjih geografskih širina. Ove cirkulacione ćelije zahvataju pojaseve izmedju 35 i 75^{o} s.g.š. i 28 i 70^{o} j.g.š.

Kod opisa tropske cirkulacione ćelije napomenuto je da jedan deo vazdušnih masa iz oblasti suptropskih anticiklona struji prema većim geografskim širinama. Ovo strujanje ima zonalnu komponentu. Zbog dejstva sile devijacije, tj. zbog Zemljine rotacije ono u umerenom pojasu na severnoj polulopti ima u proseku jugozapadni i zapadni, a na južnoj polulopti severozapadni i zapadni smer.

Kada vazdušne mase u ovom strujanju dodju do pojasa niskog pritiska umerenih širina, one se susreću sa polarnom prizemnom vazdušnom strujom i sa njom zajedno prelaze u uzlazno kretanje. Na visini od 16-20 km one se u povratnom strujanju istočnog kvadranta vraćaju prema ekvatoru. Sa silaznom komponentom na granici izmedju tropskog i umerenog pojasa

---

*) Naziv konjske širine potiče iz doba kada su jedrenjacima prevoženi konji i kada su u ovom suptropskom pojasu tišina ponekad bacani u more zbog nedostatka pijaće vode u uslovima dugotrajnog nekretanja.

ova cirkulacija se zatvara i čini cirkulacionu ćeliju umerenih geografskih širina (77-B).

Prema tome, vetrovi zapadnog kvadranta u umerenom pojasu duvaju u celoj troposferi i nižoj stratosferi. Tek iznad ovog sloja duvaju vetrovi suprotnog smera. Zbog toga ovu cirkulacionu ćeliju nazivaju i troposfersko-stratosferska cirkulaciona ćelija.

Zapadna cirkulacija umerenih geografskih širina je veoma promenljiva. U njoj se neprekidno smenjuju zonalne i meridionalne komponente svih pravaca.

Zbog nepostojanosti cirkulacione ćelije umerenih geografskih širina dolazi do kretanja i susreta vazdušnih masa veoma različitog porekla, pa prema tome i različitih fizičko-meteoroloških osobina. Zone susreta, odnosno granice tih vazdušnih masa, nazivaju se polarni i arktički, odnosno antarktički front. Prvi predstavlja granicu izmedju hladne vazdušne mase iz umerenih geografskih širina i tople tropske vazdušne mase. Drugi je granica izmedju veoma hladnih vazdušnih masa iz polarnih predela i od nje toplije vazdušne mase umerenih geografskih širina.

Položaj ovih tzv. frontova se neprekidno menja i oni iznad različitih delova viših geografskih širina zauzimaju južnije i severnije položaje, u zavisnosti od nadiranja i povlačenja vazdušnih masa čije granice predstavljaju U svakom slučaju njihov srednji položaj leti je znatno polarniji, nego u toku zime. Tako polarni front na severnoj polulopti zimi u proseku leži izmedju 30^{o} i 50^{o} s.g.š. Leti, on ima znatno severniji položaj - izmedju 40^{o} i 60^{o} s.g.š.

Sa promenama u cirkulaciji viših geografskih širina frontovi se talasaju sa različitom amplitudom i talasnom dužinom, tj. meandriraju oko hemisfera. Spuštaju se ka manjim geografskim širinama tamo gde se vrši prodor hladnog vazduha, a zauzimaju polarniji položaj gde nadire topli vazduh.

Značajno je napomenuti da su granice izmedju vazdušnih masa viših geografskih širina zone u kojima se najčešće razvijaju cikloni i anticikloni. Ovi atmosferski vrtlozi velikih razmera u stvari su glavni atmosferski "mehanizam" razmene vazdušnih masa izmedju većih i manjih geografskih širina jer one, učestvujući u njihovoj cirkulaciji, na taj način prodiru prema jugu, odnosno severu.

Ipak, i pored svega napred napomenutog, preovladjujuće strujanje u umerenim širinama je zapadnog kvadranta u svim periodima godine. U ovim geografskim širinama troposfera i donja stratosfera cirkulišu kao celina od zapada prema istoku.

Iz svega napred izloženog mogu se izvući sledeći značajni zaključci:

1. OCA je veoma složen sistem horizontalnih i vertikalnih strujanja, koji se sastoji iz tri cirkulacione ćelije - tropske, umerenih geografskih širina i polarne;
2. Cirkulacione ćelije OCA su medjusobno povezane i izmedju njih se vrši stalna razmena vazdušnih masa;

3. Usled promene pravca horizontalnog gradijenta vazdušnog pritiska sa visinom u svakoj cirkulacionoj ćeliji iznad prizemnog strujanja vazduha postoji suprotno visinsko strujanje.

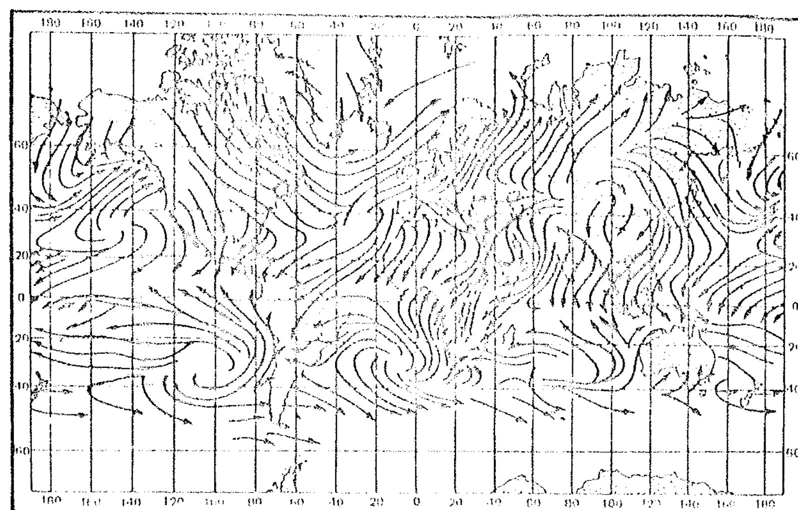
Postojanje meridionalne komponente vazdušnih strujanja u OCA je od ogromnog značaja za vreme i klimu Zemlje. Ova strujanja, neprekidnom meridionalnom razmenom vazduha pored ostalog doprinose ublažavanju termičkih razlika izmedju manjih i većih geografskih širina. Naročito veliku korist od toga imaju veće geografske širine. U njima je, zahvaljujući ovoj razmeni vazdušnih masa, temperatura vazduha u proseku viša za 10-20°C od vrednosti koje bi postojale samo pod uticajem raspodele Sunčeve zračne energije.

Opisana shema OCA je dosta uprošćena u odnosu na stvarne uslove koji vladaju u atmosferi. U prvom redu ona prikazuje prosečne uslove cirkulacije atmosfere. Takodje ona ne uključuje izvestan broj činilaca koji veoma mnogo utiču na realnu cirkulaciju vazduha kao što su: nejednaka prozračnost atmosfere za Sunčevo i Zemljino zračenje, nejednak sastav Zemljine površine, vertikalna razudjenost kopna, itd.

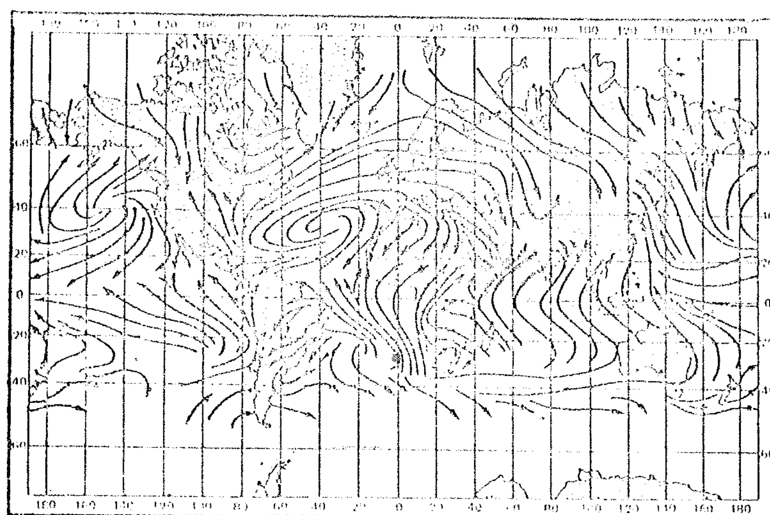
Uzimajući u obzir samo promene u srednjoj raspodeli vazdušnog pritiska na Zemljinoj površini izmedju dva ekstremna perioda godine (paragraf 5.4.3), može se doći do zaključka da one moraju imati za posledicu i znatne sezonske promene u OCA, što se može zaključiti iz srednje raspodele vetrova u januaru i julu koje su prikazane na slici 78. Medjutim, OCA se menja i u znatno kraćim vremenskim intervalima, podrazumevajući tu i promene od dana do dana. To je naročito izraženo u cirkulacionoj ćeliji umerenih geografskih širina, gde su zbog velike čestine atmosferskih poremećaja neperiodske promene u cirkulaciji veoma česte i velike.

Usled razlika u prozračnosti atmosfere i usled nejednakog sastava Zemljine površine, kao što je poznato, dolazi do osetnih modifikacija u zagrevanju i hladjenju vazduha, pa prema tome i u raspodeli vazdušnog pritiska. To svakako dovodi do promena u OCA u odnosu na njenu idealnu shemu. Na znatnim delovima Zemljine površine zbog toga se javljaju regionalne cirkulacije, koje, po pravcu, brzini i drugim fizičkim karakteristikama, znatno odstupaju od OCA. Jedna takva regionalna cirkulacija - monsunska - je opisana u sledećem paragrafu.

Treba napomenuti da je realna OCA na južnoj polulopti, zbog veće homogenosti Zemljine površine, znatno manje izmenjena u odnosu na njenu idealnu shemu. U njoj se, naime, javlja znatno manje neperiodskih promena, koje su toliko karakteristične za veoma nehomogenu severnu poluloptu.



Januar



Jul

Slika 78.- Srednja raspodela vetra u nižem sloju troposferu u januaru i julu

S obzirom na veliku promenljivost i prema tome i složenost, karakteristike realne OCA i njenog mehanizma nisu do danas potpuno upoznate i objašnjene. Kada to bude postignuto, biće praktično rešeni svi postojeći problemi u egzaktnom predvidjanju razvoja vremena.

Na kraju značajno je ukazati i na cirkulaciju vazduha u visokoj atmosferi.

U višoj stratosferi, iznad cele Zemlje, preovladjuju vetrovi istočnog kvadranta. Njihova brzina koleba od 20 do 230 m/sec, a takodje u znatnoj meri i pravac. Ova cirkulacija se održava do visine od oko 60 km. U sloju od 60-80 km, u kome postoji veoma brz pad temperature vazduha sa visinom, vrtložna strujanja su veoma jaka. Prema tome, on predstavlja prelazni sloj prema cirkulaciji iz zapadnog kvadranta koja je karakteristična za atmosferu iznad 80 km.

6.11. MONSUNI

S obzirom da termički uzroci u osnovi uslovljavaju sva horizontalna vazdušna strujanja, može se pretpostaviti da u oblastima gde se javljaju veliki sezonski termički kontrasti, postoji poseban sistem cirkulacije. Ovi vetrovi regionalnih razmera, usled sezonskih promena u termičkom i barskom polju, menjaju sezonski i svoje karakteristike. Pored promena u nizu fizičkih karakteristika oni menjaju u potpunosti i pravac. Oni u jednom delu godine duvaju iz jednog, a u drugom iz suprotnog pravca. Ova sezonska vazdušna strujanja nazivaju se monsuni.*)

Prema genetičkim uzrocima, još je Vojejkov podelio monsunske vetrove na tropske (ekvatorijalne) i vantropske.

Kao što je poznato iz paragrafa 5.4.3, jedna od karakteristika tropskog pojasa je permanentno održavanje termički uslovljenog pojasa niskog vazdušnog pritiska-ekvatorijalne depresije. U položaju ovog barskog polja dolazi do sezonskih promena u zavisnosti od prividnog kretanja Sunca. U vezi sa tim, u toku leta severne polulopte najzagrejanija, pa prema tome i oblast najnižeg vazdušnog pritiska, nije ekvatorijalna oblast. Najviše temperature vazduha u to vreme su u blizini severnog povratnika. To je naročito izraženo na prostranim kontinentalnim površinama. Za vreme leta južne polulopte ta zona najviših temperatura i najnižeg vazdušnog pritiska premešta se prema ekvatoru, a na kopnenim površinama prelazi i južnije od njega.

Istovremeno dolazi do približavanja ili udaljavanja, u odnosu na ekvator, suptropskog pojasa visokog vazdušnog pritiska. Usled takvih promena u barskom polju tropskog pojasa dolazi do sezonske smene vetrova.

U toku severnog leta pasat južne polulopte prelazi ekvator i duva, pod uticajem sile devijacije, u severnom delu tropskog pojasa kao jugozapadni letnji monsun.

Analogno tome, u toku leta južne polulopte, prelazeći preko ekvatora severoistočni pasat duva kao letnji severozapadni monsun u južnom delu tropskog pojasa.

Letnji tropski monsuni u potpunosti narušavaju pasatsku cirkulaciju. Zimski monsun, vetar suprotnog pravca - na severnoj polulopti severoistočnog, a na južnoj jugoistočnog, podudara se sa pasatima i pojačava ih.

---

*) Od arapske reči mausim - sezona, odnosno godišnje doba.

Širenje letnjeg tropskog monsuna prema većim geografskim širinama zavisi od regionalnog udaljavanja polja niskog pritiska od ekvatora. Najveće pomeranje ovog barskog polja javlja se u južnom i jugoistočnom delu Azije. Zahvaljujući tome, kao i veoma velikom termičkom i barskom kontrastu izmedju tog dela Azije i Indijskog okeana, tropski monsun je najrazvijeniji u toj oblasti. Radi potpunijeg razumevanja monsunske cirkulacije daće se detaljniji opis uzroka pojave i karakteristika ovog monsuna, koji je poznat pod imenom indijski monsun.

Letnja raspodela vazdušnog pritiska u regionu severnog dela Indijskog okeana i u njegovoj okolini, počinje da se uspostavlja već u aprilu ili maju. Iznad južnog i jugoistočnog dela Azije razvija se tada termička depresija, a indijski anticiklon se približava ekvatoru. Krajem maja, u tako uspostavljenoj barskoj situaciji, jugoistočni pasat prelazi ekvator i duva prema Indiji, Burmi, Indokini i Južnoj Kini, kao jugozapadni letnji monsun. U junu ovaj vetar umerene jačine dostiže punu razvijenost i zahvata celu ovu oblast. Duva u sloju debljine od 3 do 6 km, a iznad njega tada duvaju vetrovi istočnog kvadranta.

Letnji indijski monsun donosi veoma vlažan i nestabilan vazduh sa Indijskog okeana. Zbog toga je njegova pojava veoma impresivna i čak zastrašujuća. Zato je često nazivaju provalom monsuna. Tada u južnom i jugoistočnom delu Azije dolazi do naglog naoblačenja i padaju kiše velikog intenziteta, praćene jakim električnim pražnjenjima. Temperatura opada, a vlažnost vazduha raste.

Monsunske kiše su uzrok veoma čestim i velikim poplavama, ali su takodje i izvor života u zemljama ovog dela Azije. Tada vegetacija buja i obećava visoke prinose. Zakašnjenje u pojavi monsuna, do koga može doći u pojedinim godinama, ima veće negativne posledice nego izuzetno jake padavine. U tom slučaju nastaju periodi suše koji uslovljavaju katastrofalan podbačaj u poljoprivrednim prinosima ovog prenaseljenog dela Azije.

Za vreme vladavine letnjeg monsuna padavine su naročito obilne na južnim padinama Himalaja, zbog orografskog efekta. Tako u mestu Čerapundži (Indija), severno od Bengalskog zaliva, padne u godišnjem proseku 11 000 mm padavina, a u pojedinim godinama i znatno više. Tako je 1861. god. palo 22 900 mm, a samo u junu te godine 9 300 mm padavina. U jednom danu u ovoj oblasti može pasti i preko 1 000 mm padavina.

Letnji indijski monsun, sa malim prekidima, duva sve do septembra. U vezi sa promenama u barskom polju prema zimskim uslovima, on tada naglo slabi i povlači se prema jugu. U periodu septembar - oktobar, kada se izjednače termički i barski uslovi izmedju kopna i Indijskog okeana, u trajanju od 4 - 6 nedelja nastaje period tišine. To je najneprijatniji i

najnezdraviji period godine u južnoj i jugoistočnoj Aziji. Temperatura vazduha naglo raste, a sa njom i isparavanje. Vlažnost vazduha je visoka i vlada neprekidno zapara.

Već u oktobru počinju da se uspostavljaju zimski termičko-barski uslovi.

Pojas niskog vazdušnog pritiska se pomera prema ekvatoru, a iznad Azije se razvija termički anticiklon. Tada počinje da duva severoistočni zimski monsun. On donosi u južnu i jugoistočnu Aziju suv i hladan kontinentalni vazduh. Temperatura i vlažnost vazduha opadaju i preovladjuje vedro vreme. To je najprijatniji period u ovom delu Azije.

Zimski je monsun slab vetar i skoro je nepoznat narodima tih krajeva. Zahvata prizemni sloj atmosfere do visine od 2-3 km. Iznad njega duvaju zapadni vetrovi koji pripadaju cirkulacionoj ćeliji umerenih širina. On duva približno do marta, kada usled promena u barskoj situaciji prestaje. U periodu mart - maj, kada se opet izjednače termički i barski uslovi izmedju kopna i mora, sve do pojave letnjeg monsuna vladaju tišine. U tom periodu temperatura vazduha naglo raste i dostiže u ovom delu Azije najviše godišnje vrednosti. Vazduh je i dalje suv i vlada nepadavinsko i vedro vreme.

U ostalim delovima tropskog pojasa južne i severne polulopte tropski monsun je znatno manje izražen. Uzrok ovome je znatno manja termičko-barska razlika izmedju kopna i mora.

Iz svega napred izloženog može se zaključiti da u pojavi tropskog monsuna termičko-barska razlika izmedju kopna i mora, iako je veoma značajna, nema primaran značaj. Naime, ova cirkulacija nije samostalna, već predstavlja produžetak već postojeće pasatske cirkulacije. Termičko-barska razlika izmedju kopna i mora u stvari je samo podsticaj da se već postojeća cirkulacija produži.

U pojavi vantropskih monsuna, termički, odnosno barski kontrast kopno - more, ima primaran značaj. Ti monsuni predstavljaju samostalan sistem cirkulacije vazduha, koji odstupa od šeme OCA koja je opisana u prethodnom paragrafu.

Najizraženiji vantropski monsun duva na istočnoj obali Azije. U toku zime, kada se iznad Azije nalazi jak termički (sibirski) anticiklon, a iznad Tihog okeana duboka aleutska depresija, na ovoj obali duva severozapadni monsun. Razvojem termičke evroazijske depresije i širenjem havajskog anticiklona u toku leta duva suprotni jugoistočni monsun. U periodu vladavine zimskog vantropskog monsuna na istočnoj obali Azije vlada suvo i veoma hladno vreme. Letnji monsun uslovljava oblačnije vreme sa povremenim padavinama.

Vetrovi slični monsunima mogu se javiti i na manjim površinama. Tako npr. preovladjujući vetrovi na obali Kaspijskog mora u toku zime duvaju sa kopna, a u toku leta sa mora. Slična cirkulacija se javlja i u obalnom pojasu Pirinejskog poluostrva.

6.12. MLAZNE STRUJE

U drugom svetskom ratu, 1944-1945 god., američki bombarderi (tzv. "leteće tvrdjave") u toku leta na većim visinama prema Japanu, nailazili su na pojavu da se i pored maksimalne brzine sporo kreću ili čak stoje u mestu. Vrlo brzo, već 1946. god., ustanovljeno da su tome uzrok veoma jaki vetrovi koji se u vidu struje javljaju u visokoj troposferi u horizontalno i vertikalno ograničenim i relativno uskim pojasevima velike dužine. Ova pojava je tada nazvana mlazna struja (Jat stream). Time je potvrdjeno otkriće naučnika Palmena (E. Palmén), koji je 1937. godine, na osnovu skromnog broja radiosondažnih merenja, napravio vertikalni presek atmosfere umerenih širina i na njemu izvukao izovele. Tada je konstatovao da su ispod tropopauze ove linije iste brzine vetra kružnog oblika i da su u njihovom srednjem delu vrednosti veoma velike. On je tada posumnjao da se radi o preseku struje veoma jakih vetrova, koja ima velike razmere. Medjutim, pošto za dalje istraživanje nije bilo dovoljno podataka, a uskoro je izbio i rat, tom Palmenovom otkriću nije posvećena odgovarajuća pažnja i ono je palo u zaborav sve do navedenih dogadjaja u drugom svetskom ratu.

Mlazna struja se može zamisliti kao "cev" u atmosferi kroz koju vazduh struji velikom brzinom. Ona takodje ima sličnosti sa okeanskim strujama, što omogućava lakše izučavanje tog specifičnog sistema strujanja u okviru opšte cirkulacije atmosfere i korišćenja hidrodinamičkih zakona.

Dužina mlazne struje se kreće od 1 000 do 12 000 km, a povremeno se ona bez prekida pruža oko cele hemisfere, manje ili više meandrirajući. Prosečna širina joj je 500 do 1 000 km,a debljina najčešće 4-8 km. Brzina vetra oko njene ose se obično kreće 150 do 200 km/čas, ali u nekim slučajevima i u njenim pojedinim delovima, čak 400 do 500 km/čas, pa i više. Istovremeno se može javiti i više mlaznih struja, koje se mogu granati i spajati.

Mlazne struje su uvek povezane sa velikim horizontalnim gradijentima temperature, tj. sa frontalnim zonama, pa prema tome njihova pojava ima duboke termičke uzroke. U takvim relativno uskim zonama, oko kojih se nalazi mirnija atmosfera, dolazi zbog toga do nagomilavanja velike količine kinetičke energije, što ima za posledicu jačanje vetra.

Pošto mlaznih struja ima više vrsta, najbolje ih je klasifikovati po geografskoj širini i visini javljanja, i to na: ekvatorijalne, suptropske i vantropske, odnosno troposferske i stratosferske. Osa troposferskih struja nalazi se obično izmedju 8 i 12 km, tj. nekoliko kilometara ispod tropopauze. Stratosferske mlazne struje se javljaju u nižoj stratosferi.

Ekvatorijalna mlazna struja se javlja na ekvatorijalnoj periferiji suptropskih dinamičkih anticiklona. U njoj duvaju vetrovi istočnog kvadranta, i to na visini izmedju 20 i 30 km. Prema tome ona je stratosferska mlazna struja.

Na severnoj polulopti, zimi izmedju 25^{o} i 35^{o} s.g.š. i leti izmedju 35^{o} i 45^{o} s.g.š., pa i severnije (tj. na severnoj periferiji suptropskih dinamičkih anticiklona u sloju 12-16 km) javlja se suptropska mlazna struja.

U vantropskim širinama najznačajnija je i najjača mlazna struja umerenog pojasa. Ona se zimi spušta bliže tropskom pojasu i tada je mnogo jača, a leti se povlači prema polovima i slabi. Meandrira sa velikim amplitudama i talasnim dužinama. Njena osa se obično nalazi u proseku zimi na 8-10 km, a leti na 9-12 km visine, što znači da se spušta i diže, kao i ostale mlazne struje sa promenom visine tropopauze.

U subpolarnom delu umerenog pojasa, izmedju 65^{o} i 75^{o} g.š., javlja se na visini od 20-30 km stratosferska mlazna struja. Zimi je obično zapadnog, a leti istočnog smera. Takodje se u višim geografskim širinama javlja tzv. cirkumpolarna struja, ali na manjoj visini od mlazne struje umerenih širina, i u njoj su slabiji vetrovi.

Značajno je napomenuti da se zbog veoma velikih gradijenata, tj. promene brzine vetra u zoni mlazne struje, i to u horizontalnom i u vertikalnom pravcu koje se naziva "smicanje vetra" po brzini, javlja veoma jaka turbulencija. Ona može ugroziti i savremene vazduhoplove ili najblaže rečeno biti veoma neprijatna za putnike zbog "bacanja" aviona.

Za mlazne struje su vezane još mnoge značajne meteorološke pojave, pa se prema tome i prema ovde iznesenom one mogu smatrati veoma značajnom karakteristikom opšte cirkulacije atmosfere.

6.13. TROPSKI CIKLONI (URAGANI)

Tropski cikloni su snažni atmosferski poremećaji u kojima vazduh do znatne visine struji oko centra sa pravcem kao i ciklonima umerenih širina (vantropski cikloni). Ovi atmosfer-

ski vrtlozi se razvijaju iznad toplih morskih i okeanskih površina u tropskom pojasu, čija je površinska temperatura najmanje 27 C°. To se zbiva izmedju 5° i 20° južne i severne geografske širine, u intertropskoj zoni konvergencije (tropski front), tj. u pojasu tišina i slabih vetrova koji se nalazi izmedju pasata obe polulopte. Bliže ekvatoru se ne javljaju zbog male sile devijacije.

Tropski cikloni su najčešći na kraju toplog godišnjeg doba, i to na severnoj polulopti u periodu avgust - oktobar, a na južnoj u periodu januara - mart. Tada se javlja 70-90% od svih njihovih slučajeva razvoja, i to uglavnom u sledećim oblastima (slika 79):

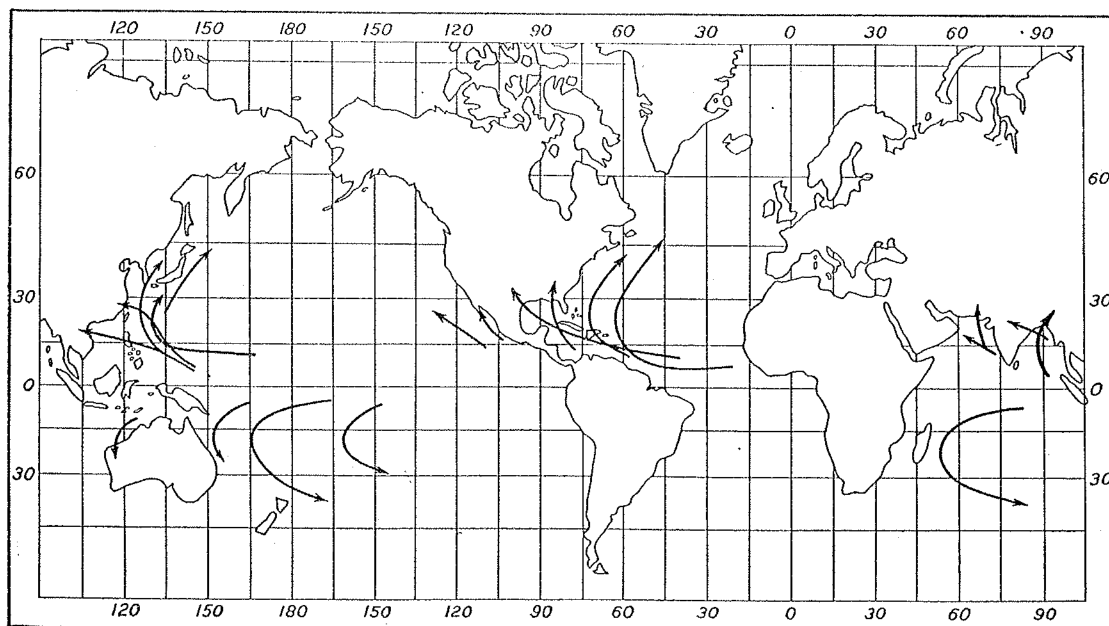
1. U Karipskom moru u području oko Malih Antila, gde ih kao i u Tihom okeanu u blizini Meksika nazivaju "harikeni";

2. U Bengalskom zalivu, Arabijskom moru i području severoistočno od Madagaskara oko Maskarenskih i Sejšelskih ostrva, gde ih nazivaju "cikloni"(sajklons) ;

3. U tihookeanskoj oblasti oko Karolinskih, Marijanskih i Filipinskih ostrva, gde ih nazivaju "tajfuni", što na kineskom znači "jak vetar"; i

4. Severno i severoistočno od Australije u rejonu Tasmanovog, Timorovog i Arafurskog mora i oko ostrva Novi Hebridi, Fidži i Samoa, gde iz nazivaju "Willy-Willies".

Prema tome tropski cikloni se javljaju u svim tropskim delovima okeana, sem Južnog Antlantika, koji se u tim geografskim širinama odlikuje dosta hladnom vodom.



Slika 79.- Oblasti javljanja i najčešći pravci kretanja tropskih ciklona

Najveću čestinu tropski cikloni imaju na Tihom okeanu, jugoistočno od Azije, gde se prosečno godišnje javljaju oko 20 puta i u Bengalskom zalivu oko 10 puta. U ostalim "ognjištima" njihovog razvoja oni su mnogo redji. Tako se prosečno godišnje javljaju u Karipsko-Antilskom području 4 puta, u Arabijskom moru i zapadno od Meksika svega 2-3 puta, u južnom delu Indijskog okeana 7 puta, a severno i istočno od Australije oko 5 puta.

Prosečno se godišnje ukupno javlja oko 70 tropskih ciklona, od kojih su neki veoma razvijeni i zbog toga opasni.

Iz navedenih oblasti najčešćeg razvoja tropski cikloni se kreću preko okeanske površine prema okolnim ostrvima i obalnim područjima. Krećući se prema većim geografskim širinama oni se popunjavaju i transformišu u vantropske ciklone. Medjutim u izvesnim slučajevima, sa još jakom izraženošću svojih tropskih karakteristika, oni mogu doći i u okeanske oblasti umerenog pojasa, čak do Kamčatke, Islanda i Zapadne Evrope. Tako je Jugoistočnu Englesku, Holandiju i Belgiju 31. januara i 1. februara 1953. godine zahvatio jedan takav ciklon tropskog porekla. Imao je za umerene geografske širine neuobičajeno nizak pritisak u centru i uslovljavao je veoma jake vetrove. U primorskim oblastima ovih zemalja naneo je veliku štetu i uslovio je i velike ljudske žrtve zbog izvanredno visokih talasa. Potopljeni su ili su izbačeni na obalu i neki veći brodovi. U Holandiji su probijeni zaštitni bedemi koji štite zemlju otetu od mora i morska voda je prodrla u dubinu kopna čak do 65 km. Tada je i oko 3000 ljudi izgubilo život i to uglavnom u poplavama koje su nastajale i zbog uspora vode u rekama, a koje su uslovljavali veliki morski talasi visine 8-9 m.

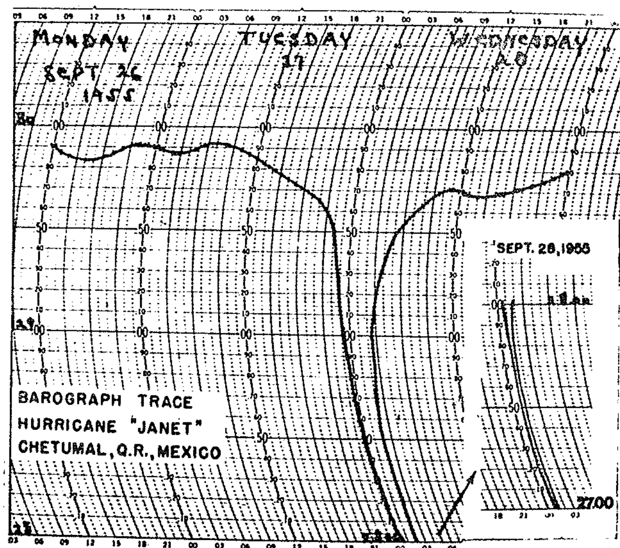
Ukoliko tropski cikloni predju na kopno veoma se brzo popunjavaju i iščezavaju, što govori da je za njihov postanak, razvoj i održavanje neophodno potrebna topla okeanska površina, malo trenje, kao i jako nestabilan i vlažan okeanski vazduh. Oni svoju kinetičku energiju crpu iz vlažno-nestabilnog stanja atmosfere i iz toplote koja se oslobadja u toku izuzetno intenzivnih procesa kondenzacije, koji su karakteristika ovih tropskih atmosferskih poremećaja. Moglo bi se reći da tropski ciklon sam sebe razvija i održava oslobadjajući ogromnu količinu latentne toplote i stalno nadoknadjujući vodenu paru preko uzlaznih strujanja i uvlačenjem u svoju cirkulaciju okolnog vlažnog vazduha. Kada takvog priliva vodene pare više nema i kada se pojača trenje u nižim slojevima, što se dešava na kopnu, tropski ciklon se brzo gasi.

Tropski cikloni se u znatnoj meri razlikuju od ciklona umerenih širina. Imaju manje dimenzije i prečnik im u početku razvoja iznosi od nekoliko desetina do 100-200 km, a kasnije retko prelazi 1 000 km.

Vantropski cikloni se obrazuju na granicama izmedju toplih i hladnih vazdušnih masa (frontovima), tj. u zoni koja se odlikuje velikim horizontalnim gradijentima temperature. Razvijeniji su što je ovaj termički kontrast veći. Za razliku od ovog, tropski cikloni se javljaju u zoni gde takvih termičkih kontrasta nema, ali im je vazdušni pritisak u centru ipak neuporedivo niži. Obično on iznosi 950-970 mb, ali se spušta i do 880-890 mb, pa i nešto niže. Tako je 24. decembra 1958. godine u tajfunu izmereno svega 880 mb.

Uzimajući u obzir pravilo da je jačina, odnosno brzina vetra u svim atmosferskim vrtlozima sa vertikalnom osovinom veća što je horizontalni gradijent vazdušnog pritiska veći, na osnovu gornjih podataka može se zaključiti da su tropski cikloni neuporedivo snažniji od vantropskih ciklona. Zbog toga oni na svom putu snagom vetra ozbiljno ugrožavaju i najveće brodove, a na ostrvima i u obalnim područjima uslovljavaju ponekad strahovita razaranja.

Horizontalni gradijent vazdušnog pritiska u tropskim ciklonima dostiže g=20-40 mb, a ukupan pad vazdušnog pritiska od periferije ka centru iznosi i do g=60-95 mb. Kada se tropski ciklon približava, pritisak može opadati 20-25 mb na čas, pa i više (slika 80).



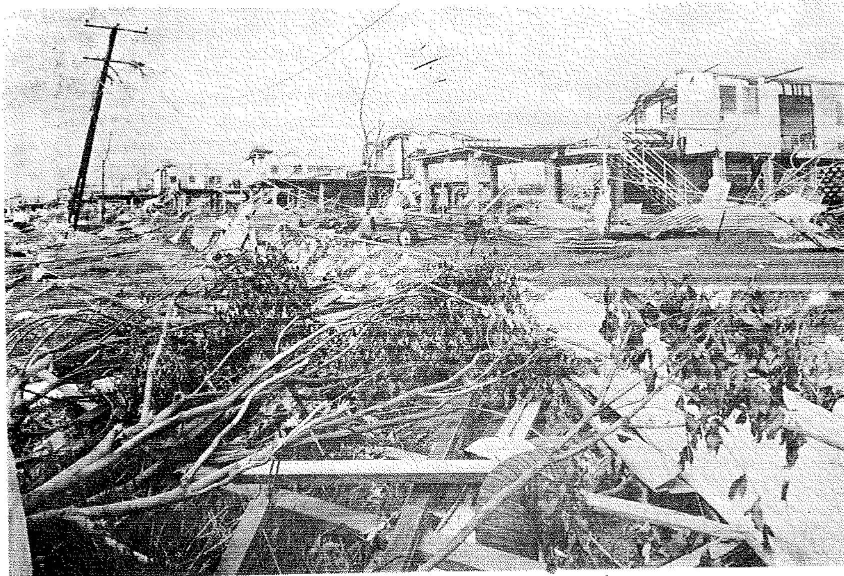
Slika 80.- Karakterističan barogram u toku prolaza tropskog ciklona

Usled ovako velikog i naglog pada pritiska koji je uslovljen nailaskom tropskih ciklona, dolazi ponekad čak do izbacivanja prozora i vrata na zgradama u obalnim područjima. Uzrok tome je velika razlika u vazdušnom pritisku koja tada nastaje izmedju pritiska u unutrašnjosti zgrada i spoljnjeg pritiska koji se nalazi u naglom padu. Ova pojava je mnogo češća pri razvoju i prolasku nekih lokalnih vrtloga, o kojima se govori u sledećem paragrafu.

Nije retka brzina vetra u oblasti uticaja tropskog ciklona 150-250 km/čas, a zna se da je bila i znatno veća. Prema efektima razaranja, pošto brzinu vetra nije moguće uvek izmeriti, smatra se da pojedini kraći udari vetra u veoma razvijenim tropskim ciklonima mogu dostići i 350-450 km/čas. U trombama koje su dosta česte u oblasti tropskog ciklona, smatra se da udari vetra mogu dostići i do 750 km/čas. Koliko je to rušilačka snaga, kojoj se ne mogu odupreti i veoma solidno zidani gradjevinski objekti, može se proceniti kada se zna da udar vetra od 50 m/sek (180 km/čas) vrši pritisak od 200 kg/m^2. Tako je, na primer, jak tajfun, koji je 21. septembra 1934. godine zahvatio Japan i čiji su udari vetra dostizali i do 350 km/čas, razrušio ili oštetio oko 700 000 kuća i potopio ili oštetio oko 11 000

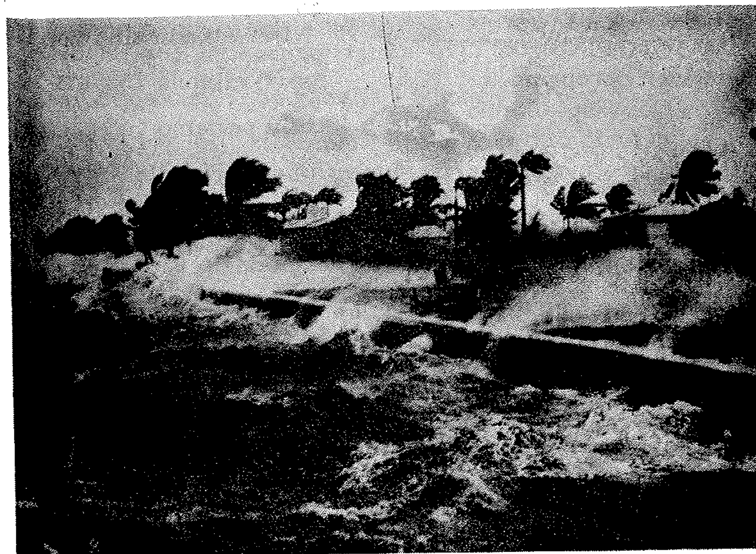
brodova i drugih plovnih objekata. Slična katastrofa se desila 21. oktobra 1952. godine, kada je snažni tajfun zahvatio Filipine, ostavljajući za sobom mnogo žrtava i oko 500 000 ljudi bez krova. Takodje, decembra 1974. godine, australijski grad Darvin je posle uticaja tropskog ciklona "Trejsi", izgledao kao posle teškog bombardovanja (slika 81).

Interesantno je napomenuti da se, i pored tako snažnih vetrova u okviru svog cirkulacionog sistema, tropski cikloni kreću veoma sporo. Obično 10-20 km/čas. Samo kada su izuzetno razvijeni u kasnijem stadijumu svog života mogu, i to veoma retko, prelaziti i 50km/čas.



Slika 81.- Izgled australijskog grada Darvina posle razaranja tropskog ciklona "Trejsi" u decembru 1974. god. (Iz"Biltena SMO")

Razorno dejstvo tropskih ciklona nije uslovljeno samo orkanskim vetrovima, već i nekim drugim pojavama koje prate ove snažne atmosferske vrtloge. To su u prvom redu ogromni morski talasi koji naleću na obalu i često brišu sve pred sobom (slika 82).



Slika 82.- Talasi na obali Floride za vreme prolaska jednog harikena (Iz publikacije SMO "Meteorology and the environment")

Naročito veliki talasi prate tropske ciklone u Bengalskom zalivu i u Jugoistočnoj Aziji, a posebno su gromadni kada se poklope sa talasima plime. U više navrata oni su opustošili te obale i naneli ogromne ljudske žrtve i materijalne gubitke. Jedna od većih katastrofa ove vrste desila se 7. oktobra 1937. godine, kada je talas visine 10-12 m zahvatio obalu Bengalskog zaliva i udavio oko 300 000 ljudi i potopio ili oštetio 20 000 plovnih objekata svih vrsta. U više navrata takva katastrofa se ponovila, čak sa još većim posledicama. Najveća katastrofa za poslednjih 100 godina zahvatila je 12. i 13. novembra 1970. godine obalno područje Bangladeša, u oblasti grada Čitagong (tada Istočnog Pakistana), kada su ogromni nenajavljeni talasi uslovljeni tropskim ciklonom i plimom odneli negde izmedju 1-2 miliona života, jer tačan broj nikada nije utvrdjen. Takodje u oblasti Hajfonga (Vijetnam) tajfun je 1881. godine usmrtio oko 300 000 ljudi, a slične tragedije zahvatale su i južni deo Kine.

Velika je sreća što su ovi talasi velikih razmera dosta retki i što su na drugim obalama znatno slabiji, ali se štete koje skoro svake godine nanose tropski cikloni ne mogu zanemariti.

Tropski cikloni su takodje praćeni moćnim olujnim oblacima sa snažnim električnim pražnjenjima velike čestine i izuzetno jakim pljuskovima koji prouzrokuju velike poplave i povećavaju i onako katastrofalne posledice. U umerenim geografskim širinama kiša koja za 24 časa da 50-100 mm padavina smatra se već veoma obilnom. Medjutim, iz oblaka tropskih ciklona često u toku 24 časa padne 500-800 mm kiše, pa i više, što je ekvivalentno godišnjoj količini padavina u većem delu Evrope i naše zemlje. Na Filipinima, u mestu Bagujo (ostrvo Luzon) 15. jula 1911. godine palo je u toku prolaza tajfuna za 24 časa čak 1168 mm.

Da bi snaga i razorno dejstvo tropskih ciklona bili shvatljiviji treba izvršiti jedno savremeno uporedjenje. Energija jednog takvog prosečnog tropskog atmosferskog poremećaja u svakom trenutku njegovog postojanja ravna je energiji koju imaju oko 1 000 atomskih bombi koje su bačene na Hirošimu i Nagasaki.

Uzimajući sve ovo u obzir, može se zaključiti da je materijalna šteta koju tropski cikloni nanose svake godine ogromna, ne uzimajući u obzir neprocenjive ljudske žrtve. Prema približnim proračunima ona u periodu 1920-1955. godine u SAD dostiže cifru od 3 biliona dolara. Trećinu ove štete nanela su samo dva jaka harikena u 1955. godini. U novije vreme samo je hariken "Flora" na Haitiju i Kubi, pored toga što je ubio 7 000 ljudi, naneo štetu od oko 500 000 000 dolara.

Važno je napomenuti da u centralnom delu tropskih ciklona, prečnika nekoliko

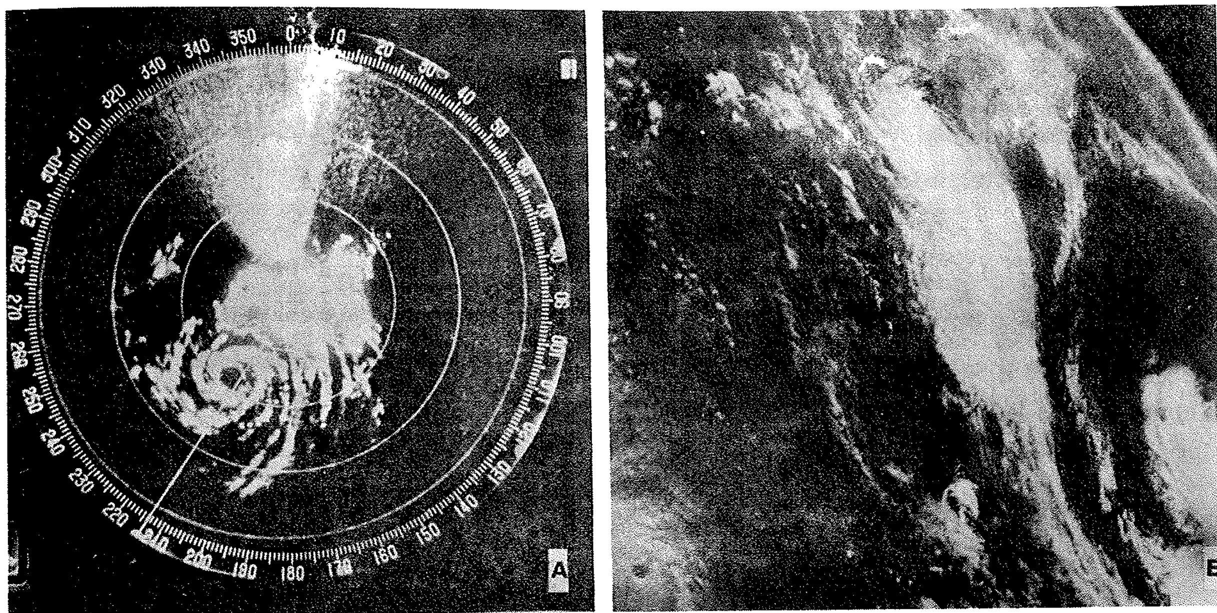
desetina kilometara (15-80 km), vlada lepo, čak i vedro vreme sa slabijim vetrovima. Vazduh je u ovom "oku ciklona" (kako se ovaj deo tropskog ciklona naziva) suvlji i topliji. Temperatura je u njemu za 5^{o} - 9^{o}C viša nego u vazduhu koji ga okružava i vrtloži se oko njega. Zabeleženi su slučajevi kada je ona u "oku ciklona" na 5-6 km visine bila oko 15^{o}C. Ovaj fenomen se objašnjava silaznim strujanjima koja se javljaju u tom centralnom delu tropskog ciklona. Nasuprot ovome u njegovom ostalom delu vazduh se uzdiže velikom brzinom, hladi i vodena para se kondenzuje, što uslovljava razvoj moćnih olujnih oblaka koji kao zid okružuju "oko".

U zapadnom delu Tihog okeana primećeno je da se ponekad zemljotresi javljaju istovremeno kada i jaki tajfuni. Neki japanski seizmolozi, kao i neki drugi naučnici, ukazuju na mogućnost da postoji uzročna veza izmedju ovih pojava. To je razumljivo kada se zna da smanjenje vazdušnog pritiska u oblasti tropskog ciklona dovodi do smanjenja pritiska atmosfere na 1 km^2 Zemljine površine za nekoliko stotina hiljada tona u odnosu na normalan vazdušni pritisak. Prema mišljenju tih naučnika to olakšava pomeranje inače dosta nestabilne Zemljine kore u tihookeanskoj oblasti. Po njima tropski ciklon predstavlja "okidač" za zemljotres. U oblastima gde se razvijaju i kreću tropski cikloni, na takvu mogućnost ukazuju seizmografi. Oni često beleže povećanje amplitude mikroseizmičkih talasa, čija je veličina u direktnoj srazmeri sa snagom ovih vrtloga. Jedan katastrofalan zemljotres u Japanu, koji se vremenski poklopio sa prolazom jakog tajfuna, desio se 1. septembra 1923. godine, kada je izgubilo život 99 300 ljudi, 43 500 ih je nestalo, a 103 700 je ranjeno. Katastrofalnim posledicama tada prete i veliki talasi koji se javljaju usled podmorskih zemljotresa i koji se poklope sa talasima tropskog ciklona, a koji se nazivaju "cunami".

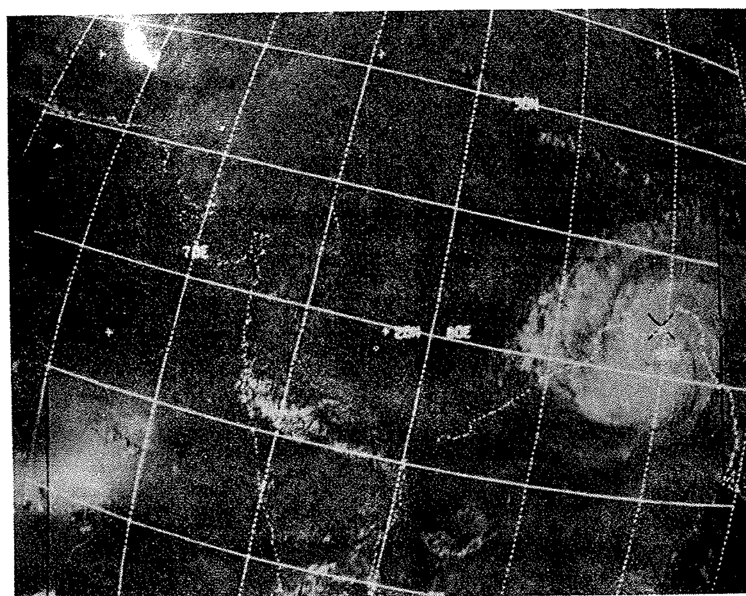
Može se ipak reći da povezanost tropskih ciklona i zemljotresa nije još potpuno dokazana i da predstavlja samo još jednu naučnu pretpostavku o ovim pojavama u nizu drugih.

Pojava i razvoj tropskih ciklona danas se još ne može sprečiti, iako se u SAD vrše istraživanja i eksperimenti u okviru napora savremene meteorologije da se veštački utiče na atmosferske pojave i procese. Ipak su zahvaljujući dobro organizovanim i savremeno opremljenim meteorološkim službama u ugroženim oblastima ljudske žrtve osetno smanjene. Dobro organizovana služba upozorenja o kretanju tropskih ciklona i njihovoj jačini omogućava stanovnicima ugroženih oblasti da preduzmu zaštitne mere, sklanjajući se u skloništa ili na uzvišena mesta van uticaja velikih talasa, a pomorcima da obilaze ugrožene obale, luke i delove okeana. To se danas posebno uspešno postiže zahvaljujući stalnim osmatranjima pomoću meteoroloških radara i meteoroloških satelita kojima se tropski cikloni mogu otkriti još u fazi početnog razvoja i precizno odredjivati njihov pravac kretanja. Ovaj savremeni metod osmatranja koristi se danas u svetu, uključujući i našu zemlju, za otkrivanje i praćenje i drugih atmosferskih procesa u kojima se raz-

vijaju oblačni sistemi i javljaju zone padavina, (slike 83 i 84).



Slika 83.- Snimak tropskog ciklona na ekranu meteorološkog radara (A) i pomoću meteorološkog satelita (B) (iz publikacije SMO "One hundred years of international co-operation in meteorology")

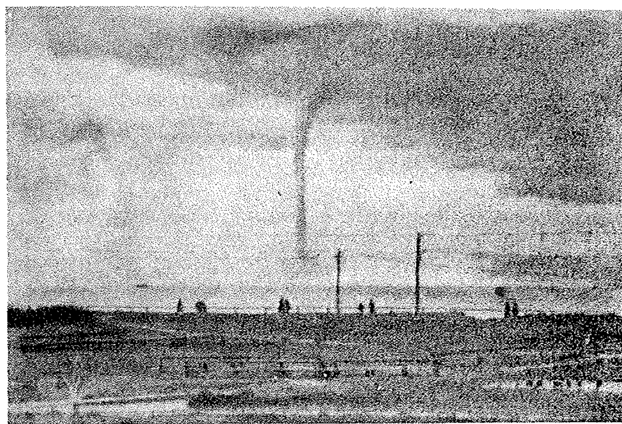


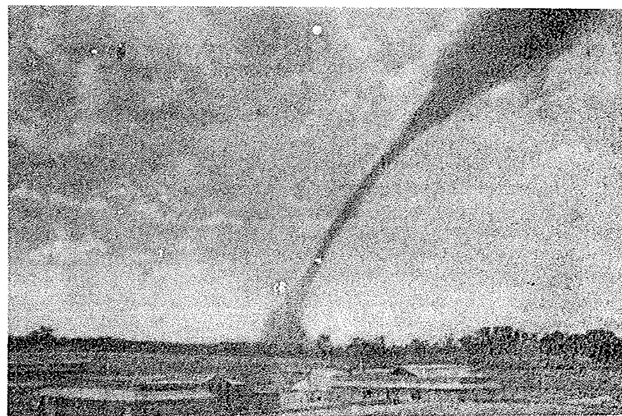
Slika 84.- Satelitski snimak tropskog ciklona u Bengalskom zalivu od 12. novembra 1970. god. (Iz publikacije SMO "Meteorology ond the human environment")

6.14. LOKALNI ATMOSFERSKI VRTLOZI

Osim atmosferskih vrtloga velikih razmera javljaju se i lokalni vrtlozi vazduha malog horizontalnog i vertikalnog prostiranja. Medjutim, iako su ti vrtlozi malih razmera, radi se o značajnim atmosferskim pojavama koje imaju izvanredno veliki efekat, veoma složenu strukturu i uzroke javljanja. Zbog toga im treba posvetiti posebnu pažnju.

U danima sa grmljavinskim nepogodama, u umerenom i tropskom pojasu povremeno se javlja veoma interesantna, više ili manje opasna pojava, koja se u obliku tamnog levka ili slonove surle spušta prema Zemljinoj površini iz oblaka roda Cumulonimbus, a redje Cumulus congestus (slika 85).





Slika 85.- Karakteristični primeri morske pijavice i trombe (iz knjige "Воздушный океан и его жизнь")

Ova lokalna pojava, veoma promenljivog pravca kretanja, predstavlja vidljivi vrtlog vazduha sa pretežno vertikalnom osovinom. Ona se u Evropi, a takodje i u našoj zemlji, naziva tromba ili truba ukoliko se javi na kopnu, a morska pijavica, ukoliko se javi iznad mora.

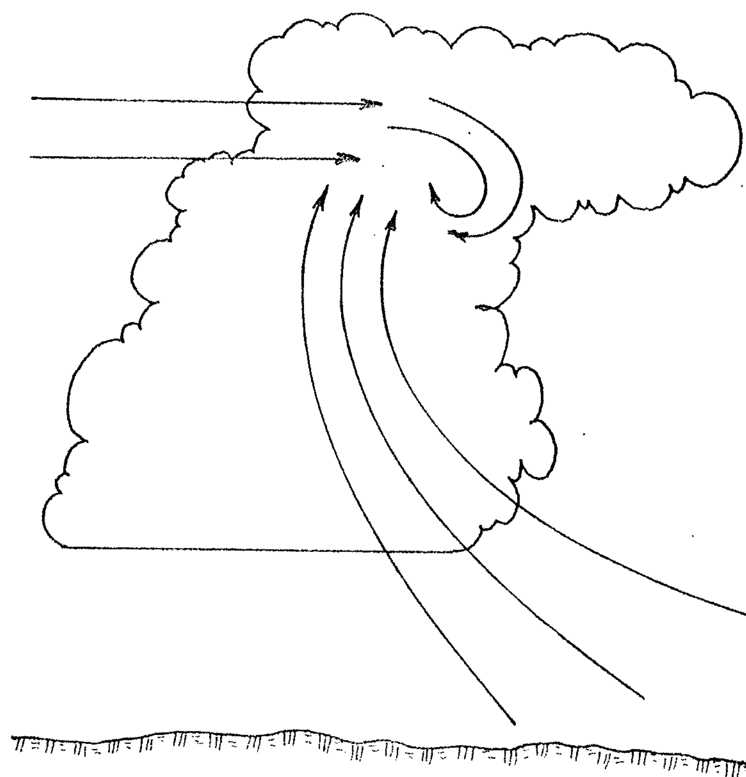
Prečnik morske pijavice kreće se najčešće od 10 do 100 m, a trombe je nešto veći, ali retko prelazi 300 m. Srednja visina im se kreće od 300 do 500 m, a u pojedinim slučajevima i preko 1000 m .

O postanku ovih lokalnih vrtologa vazduha dugo se samo nagadjalo, jer je bilo veoma malo direktnih i verodostojnih osmatranja i merenja. Danas se o njima zna mnogo više, iako ne još sasvim dovoljno. Postoji više teorija o uzrocima njihovog postanka ali po svemu dosada poznatom izgleda najprihvatljivija tzv. "mehanička" teorija naučnika Vegenera (A.Wegener), o kojoj će se ovde govoriti.

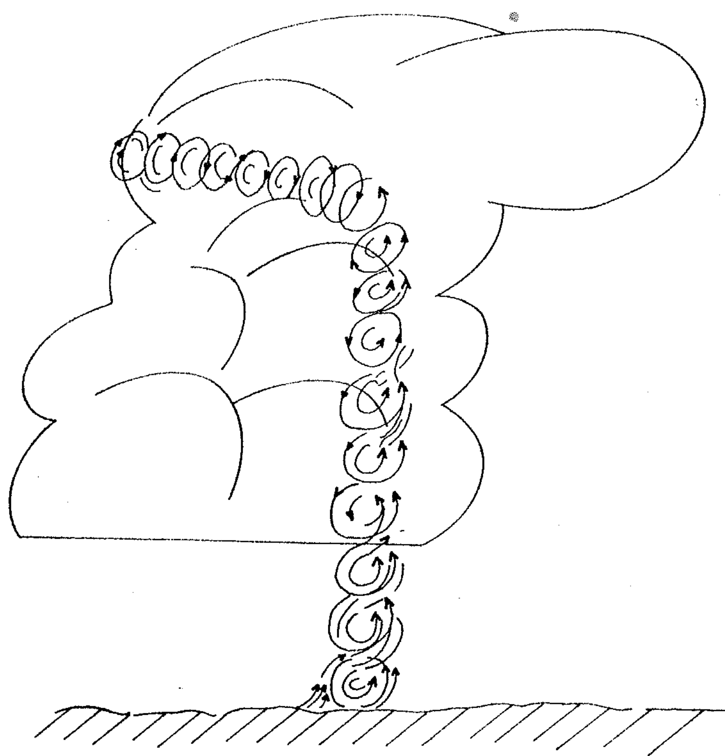
Svi naučnici se uglavnom slažu da je za razvitak trombe i morske pijavice osnovni uslov postojanje jakih uzlaznih vazdušnih strujanja. To se dešava ili u veoma nestabilnoj i vlažnoj vazdušnoj masi sa nadadijabatskim gradijentom temperature u prizemnom sloju, ili ispred nadirućeg hladnog vazduha (hladni front), gde postoji jako prisilno uzdizanje toplog vazduha. Prema Vegeneru, tromba i njoj slične pojave javljaju se u centralnom delu moćnih olujnih oblaka koji se u takvim vremenskim uslovima razvijaju. To se u stvari zbiva u onom delu ovih oblaka gde se najjača uzlazna strujanja susreću sa jakim horizontalnim strujanjima vazduha. U rezultatu "sukobljavanja" tih strujanja stvara se niz pojedinačnih prstenastih vrtloga vazduha sa pravcem obrtanja u smeru kretanja olujnog oblaka (slika 86). Oni izlaze iz oblaka i spajaju se u jedinstveno vrtložno strujanje. Ovaj vrtlog u obliku cevi postepeno se savija i spušta prema Zemljinoj površini, na levu i desnu stranu od pravca kretanja oblaka dobijajući više ili manje vertikalnu osovinu. (slika 87) Horizontalni deo vrtloga se veoma slabo vidi, jer je zamaskiran oblakom. Obično se može zapaziti samo njegov kratak deo na izlasku iz oblaka. Najvidljiviji je desni krak u kome se vazduh vrtloži u ciklonalnom smeru i uzdiže. Levi krak je slabije izražen i retko vidljiv, jer su strujanja u njemu anticiklonalna i silazna.

Da se tromba stvarno razvija prvo u oblaku a zatim spušta prema Zemljinoj površini potvrdjuju mnoga osmatranja ove pojave. Zapaženo je da se ona, kada gubi kontakt sa Zemljinom površinom, povlači prema oblaku postepeno iščezavajući. Pre konačnog nestanka ona dobija oblik tamne vreće koja neko vreme visi ispod oblaka.

Nije retko da tromba, odnosno morska pijavica, uopšte ne dospe do Zemljine površine, već njen donji kraj slobodno lebdi ispod oblaka uvijajući se kao crv.



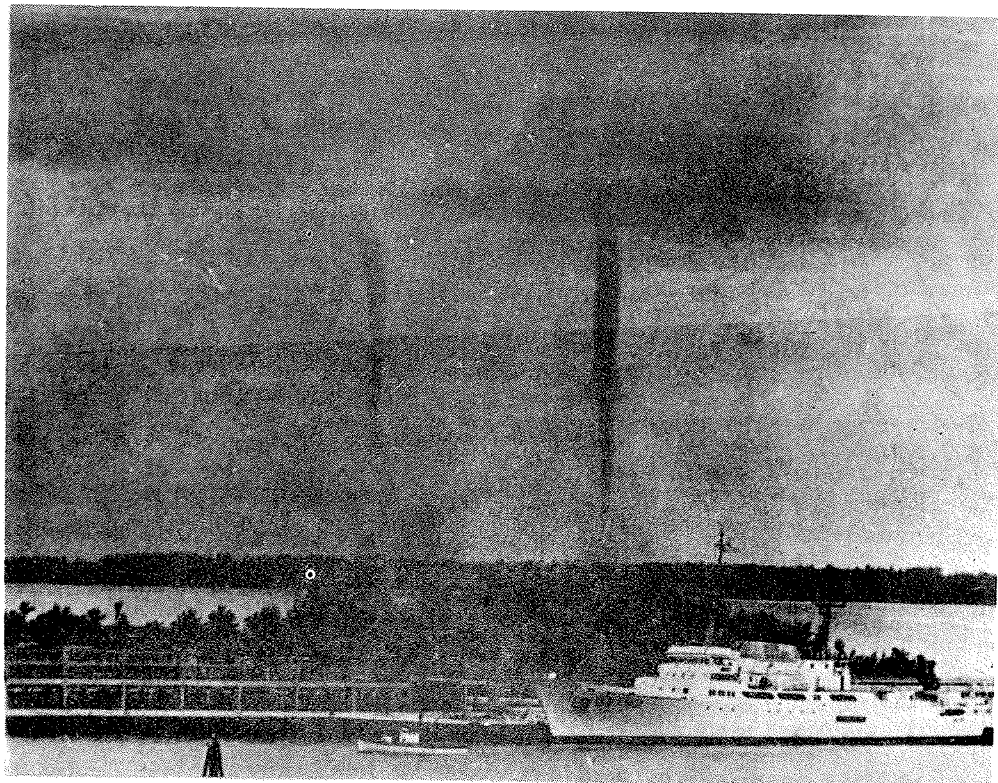
Slika 86.- Početna faza razvoja trombe u procesu sukobljavanja horizontalne i vertikalne struje u olujnom oblaku



Slika 87.- Shema vrtloga trombe u fazi punog razvoja

Nije tako retko ni da se iz jednog olujnog oblaka spuštaju dva ili više takvih vrtloga (slika 88). To se najčešće dešava iznad morskih površina. Tako npr. samo u periodu od 1953. do 1956. godine osmotrena su na našem delu Jadranskog mora dve pojave sa po dve, a u jednom slučaju sa tri morske pijavice.

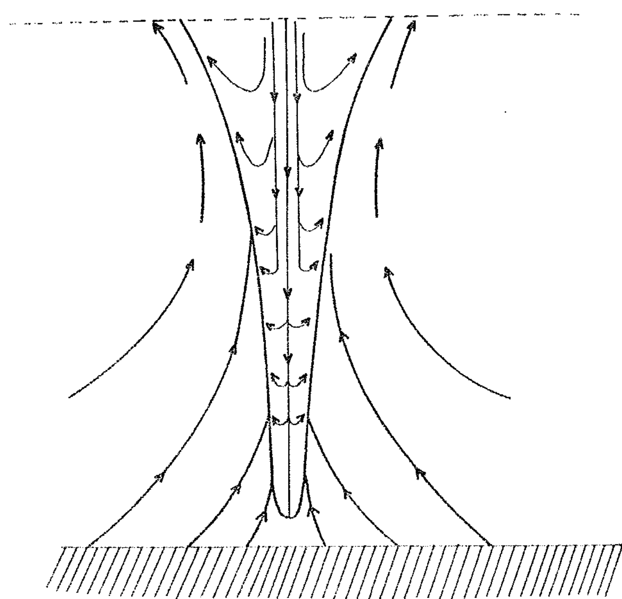
Ova pojava se tumači obrazovanjem novog vrtloga pre nego što se potpuno ugasio prethodni.



Slika 88.- Istovremena pojava dve morske pijavice u blizini Majamia (Florida, SAD), prema snimku Miami Herald Photo (iz časopisa "Mariners Weather Log")

Struktura trombi i morskih pijavica je relativno poznata. Vazduh se u njima vrtloži oko vertikalne ose. Pri tome se spiralno uzdiže velikom brzinom, koja može preći 50 m/sec. Ovim se, uz ostalo, tumači njihovo "usisavajuće" dejstvo, jer se predmeti zahvaćeni ovim vrtlogom, uzdižu u jakoj uzlaznoj struji. Na ovaj način mogu biti uzdignuti do znatne visine veoma teški predmeti. Oni ne padaju neposredno u podnožju vrtloga, već na znatnom udaljenju od mesta uzdizanja, do 10 km pa i više, i to obično ulevo od pravca kretanja olujnog oblaka. To se tumači time što uzdignuti predmeti, kada dospeju u horizontalni deo vrtloga, budu kao kroz rukav izbačeni velikom brzinom na drugu stranu.

Istraživanja ovog lokalnog atmosferskog vrtloga ukazuju da uzlazna strujanja ne zahvataju i njegov centralni deo, nego se u njemu kao i u "oku" tropskog ciklona, vazduh spušta kao što je to prikazano na slici 89.



Slika 89.- Shema sistema vertikalnih strujanja u trombi

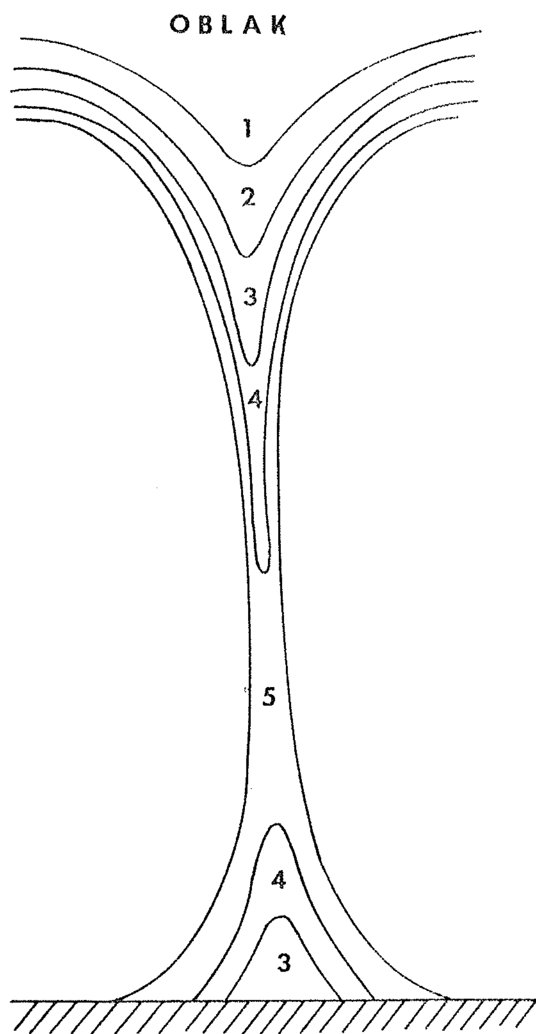
U veoma jakom vrtložnom strujanju, čija brzina u prizemnom delu trombe može dostići i čak znatno preći 100 m/sec, postoji jaka centrifugalna sila. To znači da je ona sa druge strane uravnotežena sa odgovarajućom gradijentnom silom i da je, prema tome, u vrtlogu veoma nizak vazdušni pritisak. Da je to tačno pokazuju registracije promena vazdušnog pritiska u toku prolaza trombi. One su karakteristične po naglom padu, a zatim porastu od više desetina milimetara Hg. Posredno se ovo može zapaziti kada se tromba ili morska pijavica približava vodenoj površini, pri čemu se usled izvanredno niskog pritiska voda uzdiže do visine od 6 metara, pa čak i više. Posle izvesnog vremena ovaj stub vode se spaja sa donjim delom vrtloga.

Ustanovljeno je da se u početnoj fazi razvoja trombe i morske pijavice formira levkasti vrtlog u obliku konusa, koji se iz oblaka spušta na dole (slika 90, faza 1 i 2). Kada se donji deo ovog vrtloga dovoljno približi Zemljinoj površini (slika 90, faza 3 i 4), on takodje na njoj uslovljava vrtložno strujanje. Ono se u obliku obrnutog levka razvija u suprotnom smeru, tj. prema oblaku (slika 90, faza 3 i 4). Konačno obrazovanje trombe, odnosno morske pijavice, nastaje u onom momentu kada se ova dva konusa spoje u jedan vrtlog sa jakim usisnim efektom (slika 90, faza 5).

Ovim usisnim efektom morske pijavice ili trombe objašnjava se retka pojava padanja riba i žaba sa kišom, koja kod neupućenih i neobrazovanih ljudi izaziva strah i sujeverna tumačenja. Tako je, na primer 1949. godine na Novom Zelandu iz oblaka, na rastojanju od 10 km od morske obale, padala prava "kiša" od riba.

Veoma nizak vazdušni pritisak i nagla uzdizanja, pa prema tome i širenje vazduha, o čemu će se govoriti u Glavi 7, dovodi do njegove zasićenosti vodenom parom i do burne ko-

ndenzacije. Zbog toga je vrtlog trombe, odnosno morske pijavice, vidljiv, jer su mu "zidovi" istog sastava kao i oblak. Oni su sastavljeni od velikog broja sićušnih kapljica vode.



Slika 90.- Shema pojedinih faza razvoja trombe i morske pijavice

S obzirom na veoma jaka vrtložna i uzlazna strujanja, kao i na izvanredno nizak vazdušni pritisak, razumljivo je zašto tromba na svom putu izaziva često velika razaranja. Ona iz korena čupa velika stabla drveća i telefonske stubove, ruši dimnjake i krovove, pa čak i manje gradjevinske objekte. Za razliku od trombe, morska pijavica je znatno manjeg intenziteta, pa prema tome i rušilačke snage. Obično ona nije tako opasna pojava i može oštetiti ili potopiti samo manje plovne objekte ali joj ipak ne treba verovati jer, iako retka, može biti i većeg intenziteta. Medjutim, nije poznat slučaj da je ozbiljnije oštetila, a još manje potopila, veći plovni objekat.

Interesantno je napomenuti da u isto vreme, dok u prečniku dejstva trombe duvaju vetrovi orkanske snage, na neznatnom udaljenju brzina vetra je veoma mala, a ponekad vlada i tišina. I ovo govori koliko je tromba, odnosno morska pijavica, izrazito lokalna pojava.

Prosečna putanja trombe je 1 do 10 km, a trajanje 10 do 30 minuta.

U našoj zemlji ova pojava, koju narod u nekim krajevima naziva čevrntija, nije tako retka. Ona se javlja skoro svake godine, ali je češća iznad Jadranskog mora, i to naročito njegovog južnog dela. Samo u periodu od avgusta 1953. do decembra 1956. god. osmotreno je 20 morskih pijavica na našem delu Jadranskog mora, a u istom razdoblju je bilo svega 2-3 pojave trombi.

I u nas trombe imaju veću razornu snagu nego morske pijavice. Radi ilustracije njenog uobičajenog dejstva izneće se jedan primer njene pojave.

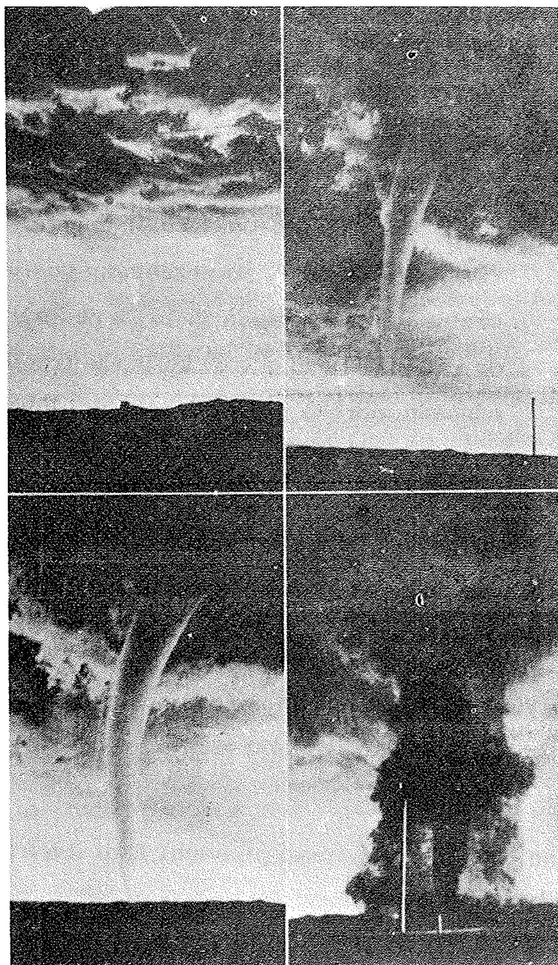
Na dan 19. juna 1956. godine tromba je prešla preko Kuršumlije (SR Srbija) i

imala je oblik izvrnutog levka. Čupala je iz korena stabla prečnika 30-40 cm, pa čak i deblja. Napravila je na svojoj putanji pravu pustoš, rušeći krovove, dimnjake, ograde itd. Tako je krovnu konstrukciju velike zgrade preduzeća "Žitopromet" u ovoj varoši razbacala na sve strane, čak do udaljenja od 100 m. Više lakših predmeta iz ove zgrade (daske, nameštaj i dr.) nadjeno je na udaljenju od 1 km. Sve je to učinila u trajanju od 8 sekundi.

Da morska pijavica ipak može ponekad biti veoma opasna pojava pokazuje slučaj koji se desio 19.II 1955. godine u Rovinju (SR Hrvatska). Tada je morska pijavica izuzetno prešla na kopno i u samom gradu uslovila znatnija razaranja, da bi neposredno u okolini grada iščezla. Na poluostrvu Punta Korenta iščupala je 19 dugogodišnjih stabala. Podigla je čamac dužine oko 6 m sa pokrivenom palubom i bacila ga 10 m dalje. U samom gradu na mnogim kućama bili su srušeni dimnjaci, dignuti i razbacani crepovi, pa čak i celi krovovi. Pojedini delovi krovnih konstrukcija bili su bačeni na daljinu od preko 100 m.

Najjači lokalni vrtlozi ove vrste, koji su po obliku i postanku slični trombi ali su znatno većih dimenzija, javljaju se u prerijskim oblastima SAD i Australije. Oni se nazivaju tornada i čisto su kopnena pojava (slika 91). Prečnik im se u proseku kreće oko 200 m a može preći i 1 km. Brzina horizontalnog strujanja u vrtlogu od 150 m/sec je sasvim obična. Prema posledicama njihovog izuzetnog razornog dejstva može se samo proceniti da ona dostiže i 250 - 300 m/sec. To su nesumnjivo najjača vazdušna strujanja i ona višestruko prevazilaze ona koja se javljaju u najdubljim tropskim ciklonima i najjačim mlaznim strujama.

Tornado se kao i tromba najčešće javlja u letnjim popodnevnim časovima kada su, u nestabilnoj stratifikaciji atmosfere, vertikalna i horizontalna strujanja vazduha u nižim slojevima troposfere najjača. Može trajati i više časova, prevaljujući veoma dug put, ali delujući svakako u uzanom pojasu. Obično njegova putanja nije duža od nekoliko kilometara.



Slika 91.- Četiri stadijuma razvoja jednog tornada u Nebraski - SAD (iz knjige "Meteorology" od W.L.Donna-fotodokumentacija US Weather Bureau)

I u drugim krajevima umerenog i tropskog pojasa moguća je povremena pojava trombi, koje su po efektu slične tornadima. Prema tome pojava takvih trombi je moguća i u našoj zemlji. Tako na primer 31.V 1892. godine kod Novske (SR Hrvatska) tromba jačine manjeg tornada je podigla 3 železnička vagona i bacila ih preko telefonskih žica na udaljenje od 30 m, a jednu devojku čak na udaljenje od 100 m.

Izvanredno veliki razorni efekat trombi, a naročito atmosferskih monstruma, kako nazivaju tornada, posledica je velikog dinamičkog pritiska izuzetno jakog vetra na objekte koji mu se suprostavljaju. Tome doprinosi i vanredno nizak vazdušni pritisak u krugu njihovog direktnog uticaja. U centru tornada njegova vrednost nije tačno poznata, jer nije mogla biti precizno izmerena. Medjutim, poznato je da u veoma kratkom periodu vazdušni pritisak može opasti za 100-500 mb. U Minesoti (SAD) 1904. god. prilikom prolaska tornada izmerena je čak vrednost vazdušnog pritiska od svega 200 mb. Kod takvog spoljnjeg vazdušnog pritiska javlja se pravi eksplozivni efekat u unutrašnjosti gradjevinskih objekata, gde je u tom momentu još normalan atmosferski pritisak. To dovodi do izbacivanja prozora i vrata, pa čak i do rušenja zidova.

Na osnovu težine predmeta koje uzdiže i baca na znatna udaljenja, procenjeno je da brzina uzlaznih vazdušnih strujanja u tornadu dostiže 100 m/sec ili 360 km/čas. Vertikalna strujanja takve brzine ni približno se ne javljaju u drugim atmosferskim poremećajima i u olujnim oblacima.

Leti u najtoplijim časovima dana, u jako zagrejanom prizemnom sloju vazduha dolazi ponekad do vrtložnih kretanja sa vertikalnom osom. Ona su manjih dimenzija i mogu se zapaziti po vrtlogu zahvaćene prašine, peska, lišća, hartije i sl. Obično su ovi mali lokalni vrtlozi vazduha kratkotrajni, i ne nanose nikakvu štetu jer su slabi. Najčešći i najrazvijeniji su u pustinjskim predelima, gde mogu dostići prečnik od nekoliko metara, obično 2-3 m, a visinu 30-100 m, a izuzetno i 500-1000 m. Takve razvijenije toplotne pustinjske vrtloge nazivaju "prašinski djavoli"(slika 92). U izuzetnim slučajevima oni mogu imati i razarajući efekat na manje objekte. U svom gornjem delu, prema vedrom nebu, šire se u obliku levka. I u njima se vazduh vrtloži i u ciklonalnom i u anticiklonalnom pravcu



Slika 92.- Toplotni vihor "prašinski djavo" snimljen južno od Feniksa-Arizona,SAD(iz časopisa "Weather")

zbog male sile devijacije.

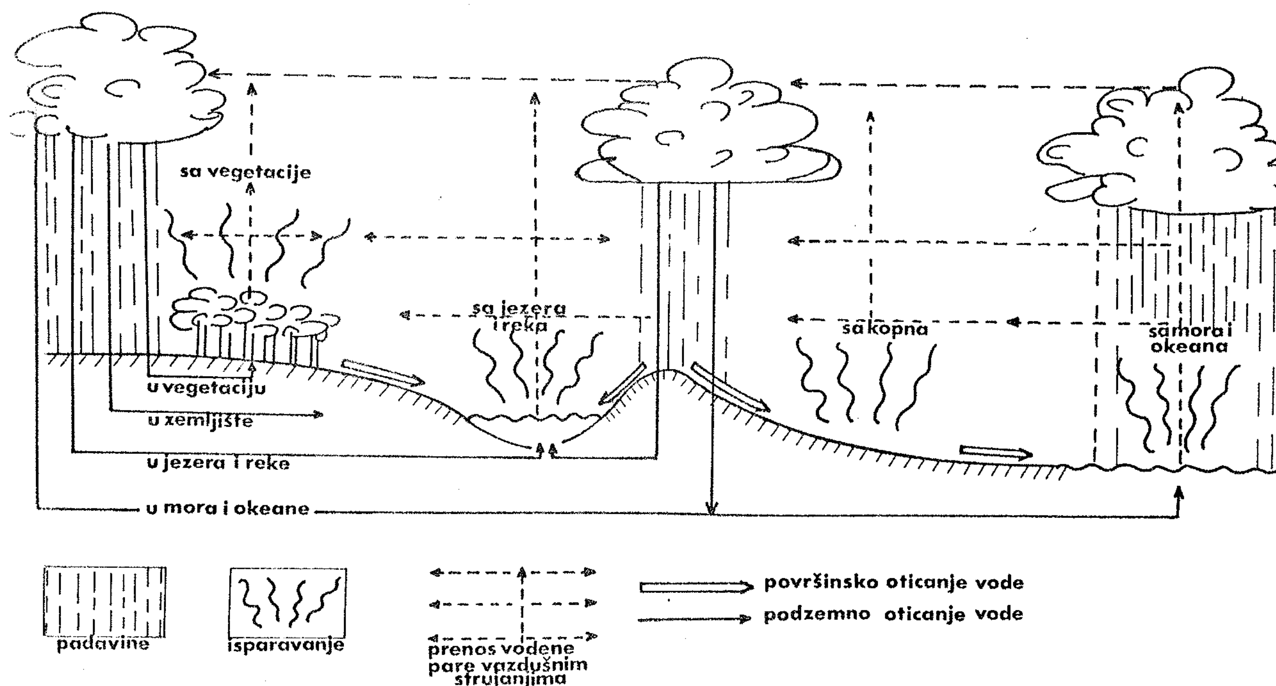
Ova pojava se javlja i u našim ravničarskim krajevima, i to u obliku malog, prizemnog i kratkotrajnog vrtloga.

I pored izvesne sličnosti sa trombom, ovi lokalni vrtlozi su potpuno druge atmosferske pojave. Oni su čisto termičkog porekla i zbog toga se zovu termički ili toplotni vrtlozi ili vihori.

GLAVA 7

KRUŽENJE VODE U SISTEMU ATMOSFERA - ZEMLJINA POVRŠINA

Zahvaljujući jedinstvenoj osobini da se u postojećim temperaturnim uslovima na Zemlji može javiti u sva tri agregatna stanja, voda u atmosferi (ili tačnije u sistemu atmosfera - Zemljina površina) neprekidno kruži (slika 93). Fizički procesi ovog ciklusa kruženja vode, pri kojima ona menja agregatna stanja, od vanrednog su značaja za većinu atmosferskih zbivanja i pojava, a takodje za celokupan život na Zemlji.



Slika 93.- Shema kruženja vode u sistemu atmosfera - Zemljina površina

Jedan od procesa u tom ciklusu kruženja vode, u kome ona prelazi iz tečnog i čvrstog u gasovito stanje, jeste isparavanje. Voda, koja u toku ovog procesa dospeva u atmosferu, potiče najvećim delom sa površine svetskog okeana, koji zauzima preko 2/3 Zemljine površine ili tačnije 361 000 000 km^2. U znatno manjoj količini voda isparava i sa kopna, čija je ukupna površina 149 000 000 km^2. Ona isparava sa površina jezera i reka, ali takodje i sa onih delova kopna koji su pokriveni vegetacijom i snežnim pokrivačem, ili su na neki način postali izuzetno vlažni, kao npr. posle kiša, poplava ili podizanja podzemnih voda. U ovom procesu stalnog snabdevanja atmosfere vodom u gasovitom stanju, sa vodenom parom, naročito značajnu ulogu imaju topli delovi okeana i vlažni, gustom vegetacijom pokriveni delovi kontinenata u tropskom pojasu.

Vodena para, koja u toku procesa isparavanja dospe u atmosferu, širi se i prenosi na sve strane, često i na vrlo velika rastojanja od svog izvora. Pri odredjenim fizičko-meteorološkim uslovima ona, u toku procesa kondenzacije i sublimacije, prelazi u tečno, odnosno čvrsto stanje. U takvom stanju voda se vraća na Zemljinu površinu, kao kiša, sneg, grad, sugradica, itd. Sa kopnenih površina jedan deo ove vode ponovo prelazi u gasovito stanje, a drugi se vraća površinskim i podzemnim tokovima u svoj glavni izvor - mora i okeane.

Procesi isparavanja, kondenzacije i sublimacije, kao i oticanja stalni su i zahvaljujući njima voda neprekidno kruži u sistemu atmosfera - Zemljina površina.

Prema proračunima sovjetskog naučnika Hrgijana sa akvatorije svetskog okeana ispari godišnje u proseku 406 850 km^3 vode, što odgovara sloju od 112,7 cm. Sa kopna za isto vreme ispari 66 450 km^3, što odgovara sloju vode od oko 44,6 cm.

Zahvaljujući procesima kondenzacije i sublimacije sva ova isparena voda, od ukupno 473 300 km^3, vrati se u toku godine na Zemljinu površinu. Na kopno godišnje sa padavinama dospe 104 300 km^3 vode, od koje 37 850 km^3 otekne u mora i okeane. To je znatno veća količina nego što ispari sa kontinenata, što ukazuje da pozitivna razlika potiče sa površine svetskog okeana odakle je dospela vazdušnim strujanjem. Na okeane i mora padne sa padavinama 368 940 km^3 vode.

Uzimajući u obzir napred navedene brojke dolazi se do zaključka da je kruženje vode u sistemu atmosfera - Zemljina površina veoma intenzivan ciklus procesa u kome svakog momenta sudeluje ogromna količina vode u gasovitom, tečnom i čvrstom stanju. Izračunato je da se uatmosferi svakog momenta nalazi više od 13 milijardi tona vode. Iako se neprekidno jedan deo ove vode vraća na Zemljinu površinu u tečnom ili čvrstom stanju, njena količina se u

atmosferi veoma malo menja zahvaljujući isparavanju. Smatra se da se vodena para u atmosferi u toku godine obnovi 36 puta, što znači da molekuli vode ostaju u gasovitom stanju u proseku oko 10 dana. U toku tog ciklusa, u kome učestvuje tako ogromna količina vode, stalno se menja i energetsko stanje atmosfere, jer u toku njegovih procesa toplotna energija stalno prelazi, ili u skriveno (latentno) ili aktivno stanje. Takodje se u toku tih procesa obrazuju veoma značajne pojave kao npr. oblaci i hidrometeori i čitav niz drugih pojava (elektrometeori i fotometeori) koje su u vezi sa njima. To sve ima velikog značaja za niz drugih procesa u atmosferi i na Zemljinoj površini i zbog toga je neophodno detaljnije poznavanje svih faza ciklusa kruženja vode u atmosferi sa fizičko-meteorološkog gledišta.

7.1. ISPARAVANJE

Proces isparavanja, jedan od beočuga u ciklusu kruženja vode, izuzetno je složen fizički proces i zbog toga će ovde biti opisan samo u glavnim crtama.

Odmah u početku njegovog razmatranja treba reći da voda isparava na svim temperaturama, bilo da se nalazi u tečnom ili čvrstom stanju, samo je intenzitet tog procesa različit zavisno od niza činilaca o kojima će se nadalje govoriti.

Molekuli vode, kao i svake druge tečnosti, nalaze se u neprekidnom haotičnom kretanju. Izmedju njih postoje jače ili slabije sile medjumolekularnog privlačenja, tj. kohezione sile. Kada neki od tih molekula u površinskom sloju vode dostignu takvu brzinu kretanja, tj. raspolažu takvom kinetičkom energijom da mogu savladati kohezione sile, oni se odvajaju od sredine u kojoj su se nalazili i odlaze u višeležeći vazduh. Tada oni menjaju svoje agregatno stanje, tj. prelaze u gasovito stanje. Da bi savladali kohezione sile i napustili sredinu u kojoj se nalaze, molekuli vode treba da dostignu energiju koja je veća od srednje kinetičke energije sredine koja isparava. Pošto se kinetička energija molekula povećava sa porastom temperature sredine koja isparava, srazmerno raste i njihov broj koji napušta tu sredinu, tj. raste intenzitet odnosno brzina isparavanja.

Pri prelasku u gasovito stanje molekuli vode troše deo unutrašnje energije svoje sredine na savladjivanju kohezionih sila i na rad pri širenju na veću zapreminu kod prelaska u višeležeći vazduh. Zbog toga se srednja energija molekula koji ostaju smanjuje i voda se hladi. Medjutim, ona nadoknadjuje tu utrošenu energiju prijemom tzv. toplote isparavanja iz višeležećeg vazduha, kome zbog toga temperatura opada ili se njen porast usporava. Ukoliko je vazduh siromašan toplotnom energijom, odnosno ako je hladan i ne može nadoknaditi utrošak ove energi-

je na isparavanje, hladiće se i voda, zbog čega će se isparavanje sa njene površine smanjivati.

Da bi isprio 1 gram vode u tečnom stanju potrebno je da se utroši oko 600 gcal/gr ili tačnije C = 597 - 0,6 · t gcal/gr toplotne energije. S obzirom da je u ovom odnosu t - temperatura površine vode koja isparava, proizlazi da je potreban manji utrošak toplotne energije ukoliko je njena temperatura viša. To je u skladu sa lakšim savladjivanjem kohezionih sila pri višim temperaturama, o čemu se već govorilo.

Pošto su kohezione sile izmedju molekula vode u čvrstom stanju mnogo veće nego kada je ona u tečnom stanju, za njihov prelaz u gasovito stanje je potrebna veća količina energije. Za 1 gram leda da bi prešao u gasovito stanje potrebno je zbog toga oko 680 gcal/gr toplotne energije, tj. za onoliko više koliko je potrebno da 1 gram vode predje iz čvrstog u tečno stanje (oko 80 gcal/gr).

Imajući u vidu da u godišnjem proseku sa cele Zemljine površine ispari skoro 500 000 km^3 vode, očigledno je da je za taj proces potrebna ogromna količina toplotne energije. Ona približno iznosi oko 25% od ukupne količine Sunčeve zračne energije koja u toku godine dodje na Zemlju. Kao što je već naglašeno u Glavi 4, a o čemu će se više govoriti u ovoj glavi, ova na isparavanje utrošena toplota nije izgubljena za atmosferska zbivanja. Istina, dok se voda nalazi u gasovitom stanju, ona se nalazi u skrivenom (latentnom) stanju i nema uticaja na toplotno stanje atmosfere . Pri prelasku vode u tečno ili čvrsto stanje, u toku procesa kondenzacije i sublimacije, ova toplota se oslobadja i postaje aktivna u atmosferi. Od tog momenta, kao što je već rečeno, ona utiče na toplotno stanje atmosfere i prema tome i na mnoga njena stanja, procese i pojave.

Molekuli vode koji su u toku procesa isparavanja prešli u gasovito stanje mogu imati dvojaku sudbinu, i to:

1) mogu se vratiti natrag u sredinu iz koje su se izdvojili, tj. mogu ponovo preći u tečno ili čvrsto stanje; i

2) mogu procesom difuzije (sopstvenog širenja na veću zapreminu), konvekcije i turbulencije dospeti u više slojeve vazduha i vetrovima biti preneti na znatna udaljenja. Na ovaj način može se objasniti prisustvo vodene pare u višim slojevima troposfere, pa čak i u stratosferi, a takodje i prisustvo vodene pare poreklom sa okeana iznad kontinenata.

Kada bi isparena voda dospevala u jednu zatvorenu viseležeću zapreminu vazduha, koja se ne meša sa svojom okolinom, kroz izvesno vreme u tom vazduhu ne bi mogao da se povećava broj molekula vodene pare. Tada bi vazduh, kako se to kaže, postao zasićen vodenom parom i broj molekula vode koji bi napuštao isparavajuću sredinu postao bi jednak broju molekula koji bi se vraćao u nju. To znači da bi u tzv. stanju zasićenosti vazduha vodenom parom molekuli vode i dalje menjali agregatna stanja, ali bi se uspostavila dinamička ravnoteža izmedju onih koji prelaze u gasovito stanje i onih koji se vraćaju u tečno ili čvrsto stanje.

Pošto u atmosferskim uslovima nema zatvorenih sistema vazduha, isparena voda dospeva u prostor koji praktično nema granica. Ona se u tim prirodnim uslovima širi u procesima koji su već navedeni. Zbog toga vazduh iznad isparavajuće površine u najvećem broju slučajeva i perioda nije zasićen vodenom parom. Povećanjem količine vodene pare zasićenost se izuzetno može ostvariti u najnižem i veoma tankom sloju vazduha. Do toga dolazi kada iznad isparavajuće površine vlada tiho vreme i slaba vertikalna strujanja, tj. kada se molekuli vodene pare šire na veći prostor samo sporim procesom difuzije.

Iz navedenog se može zaključiti da vazduh ne može u sebe primiti neograničenu količinu vodene pare. Kako će se videti u sledećem paragrafu, on na svakoj temperaturi može primiti samo odredjen broj njenih molekula, a koji se povećava sa porastom vrednosti ovog meteorološkog elementa. Prema tome, intenzitet isparavanja ne zavisi samo od temperature sredine koja isparava, već i od temperature višeležećeg vazduha.

Intenzitet isparavanja zavisi još od nekih činilaca. Na odredjen način već je rečeno da je on manji što je vazduh bliži stanju zasićenosti, tj. što je tzv. deficit vlažnosti manji. On takodje zavisi od jačine horizontalnih i vertikalnih turbulentnih i konvektivnih strujanja vazduha. Bilo je govora i o tome na koji način ona deluju. Medjutim, o vetru treba još reći da će on imati uticaja na isparavanje samo ako na isparavajuću površinu donosi suvlji vazduh, kao što je to slučaj na kopnu kada duva iznad vlažnih delova zemljišta, močvara, reka, jezera ili vegetacije. Ukoliko pak vetar donosi vlažan vazduh, što je slučaj kada na kopno dolazi vazduh maritimnog (morskog) porekla, ili kada se radi o samim okeanskim i morskim površinama gde je vazduh ujednačene vlažnosti, njegov uticaj na isparavanje je mali ili uopšte ne postoji.

Pošto je konvektivno odnošenje vodene pare u više slojeve i donošenje visinskog suvljeg vazduha u silaznim strujanjima veoma značajno za intenzitet isparavanja, razumljivo je da će on biti veći u uslovima zagrejanijeg vazduha i nestabilne atmosfere kada su takva vertikalna strujanja jača.

Brzina isparavanja zavisi i od vazdušnog pritiska; u obrnutoj je srazmeri sa njime.

To se može objasniti usporenjem difuzije molekula vodene pare u uslovima visokog vazdušnog pritiska. Medjutim, promene vazdušnog pritiska su obično veoma male i molekularna difuzija ima mali značaj za širenje vodene pare u atmosferi, te je ovaj uticaj na isparavanje zanemarljiv.

Pošto se vazdušni pritisak i gustina vazduha smanjuju sa povećanjem nadmorske visine trebalo bi da se u istom pravcu povećava i isparavanje, ukoliko ne nadvladaju drugi činioci koji deluju suprotno. Pošto je to najčešće, i to zbog pada temperature sredine koja isparava i temperature vazduha, sa povećavanjem nadmorske visine isparavanje se ipak smanjuje.

Na isparavanje, osim toplotnog stanja, utiču još i neke fizičke osobine sredine koja isparava. Tako je sa slanih vodenih površina, pri ostalim istim uslovima, isparavanje nešto manje nego sa slatkovodnih površina. Razlog tome su veće kohezione sile izmedju molekula vode i molekula rastvorenih materija, kojih ima u slanoj vodi u znatno većoj količini nego u slatkoj. Na kopnu je intenzitet isparavanja manji sa glatkih nego sa rapavih zemljišta, jer je kod ovih drugih veća površina isparavanja i jača su turbulentna strujanja vazduha. Rastresito zemljište isparava pri ostalim istim uslovima manje nego tvrdo, jer su kod njega kapilari veći i zbog toga se voda po njima sporije uzdiže prema površini. To istovremeno govori da je isparavanje veće sa onih zemljišta kod kojih su podzemne vode (izdani) bliže površini. Na isparavanje utiče i oblik zemljišta, pa je ono veće ukoliko je zemljište konveksno, a najmanje je u konkavnim oblicima. Razlog tome su pojačani vetrovi kojima se odlikuju uzvišenja, dok su u dolinama i kotlinama, kao što je poznato, kretanja vazduha znatno slabija.

Sa zemljišta pokrivenog vegetacijom isparavanje je manje nego sa onog bez nje, jer se takva zemljišta manje zagrevaju pa je iznad njih niža temperatura i veća vlažnost vazduha, a i slabija su vazdušna strujanja. Takvim uslovima se naročito odlikuju šumski predeli. Kada ima dovoljnu količinu vode isparavanje sa šumskog zemljišta je zbog svega toga oko dva puta manje nego sa golog zemljišta. Medjutim, isparavanje sa cele površine pokrivene vegetacijom, uključujući tu i samu vegetaciju, višestruko nadmašuje isparavanje sa odgovarajuće površine golog zemljišta. Kod ovog prvog u isparavanju, osim površine zemljišta, učestvuju i svi delovi vegetacije, pa je time stvarna površina isparavanja višestruko veća. Osim toga vegetacija je u mogućnosti da preko korenovog sistema, tzv. procesom evapotranspiracije, crpe vodu iz dubljih slojeva i intenzivno je isparava. Kolika je ta količina najbolje govori podatak da drvo prosečne veličine u umerenom pojasu u jednom danu ispari oko jedanaest litara vode.

Kada se govori o intenzitetu, odnosno o brzini isparavanja, pod tim se podrazumeva količina isparene vode (gr) sa jedinice površine (cm^2) u jedinici vremena (sec). Medjutim, za praktične svrhe u meteorologiji isparavanje se odredjuje visinom isparenog sloja vode u mm

sa površine od 1 m^2 za željeni period vremena: dan, dekadu, mesec, itd. Sloj vode od 1 mm sa 1 m^2 odgovara količini vode od 1 kg. Pomoću dobijenih vrednosti isparavanja, koje se mere i izražavaju na ovaj način, odredjuje se dnevni i godišnji hod ovog meteorološkog elementa.

Dnevni i godišnji hodovi isparavanja su veoma jednostavni, jer su u velikoj zavisnosti od temperature isparavajuće površine i vazduha iznad nje.

U dnevnom hodu maksimum isparavanja se javlja u najtoplijim popodnevnim časovima, tj. izmedju 12 i 16 časova po lokalnom vremenu. To nije samo zbog najviših temperatura, već i zbog tada najmanje dnevne zasićenosti vazduha vodenom parom i najjačih horizontalnih i vertikalnih strujanja, o čemu će se kasnije govoriti. U toku noći, sa promenom vrednosti svih ovih činilaca, intenzitet isparavanja se smanjuje i u njenoj drugoj polovini dostiže minimum pa može imati i vrednost 0. To se dešava kada vazduh postane zasićen vodenom parom i počne proces kondenzacije ili sublimacije u prizemnom sloju i na Zemljinoj površini.

Godišnji hod isparavanja se takodje podudara sa godišnjim hodom temperature isparavajuće površine i vazduha. U našim geografskim širinama maksimum se javlja u julu i avgustu, a minimum u decembru i januaru.

Svakako da se ovakvi periodski hodovi isparavanja javljaju u neporemećenim atmosferskim uslovima, tj. kada svi meteorološki činioci, od kojih ono zavisi, takodje imaju periodske promene. Svaka neperiodska promena u njihovim vrednostima mora usloviti neperiodsku promenu u hodu isparavanja.

Opisan dnevni i godišnji hod isparavanja odnosi se na tzv. moguće (potencijalno) isparavanje, koje se uglavnom meri pomoću specijalnih instrumenata tzv. isparitelja, u kojima uvek ima vode. Prema tome ta merenja daju podatak koliko može ispariti vode pri vladajućim atmosferskim uslovima, ali to istovremeno ne znači da toliko vode na mestu merenja i stvarno ima. Ukoliko se radi o vodenim površinama, podaci o mogućem isparavanju odgovaraju stvarnom isparavanju sa tih površina. Ako je zemljište dovoljno vlažno, a naročito ako je pokriveno vegetacijom, u nekim periodima je takodje moguće da potencijalno i stvarno isparavanje imaju iste vrednosti. Medjutim, dobijeni podaci o mogućem isparavanju sa zemljišta najčešće ne odgovaraju količini stvarno isparene vode.

Ponekad i ponegde stvarno isparavanje može biti neznatno, dok moguće ukazuje da postoje uslovi da ispari neuporedivo veća količina vode, kada bi je bilo. Tako npr. u suptropskim pustinjama, i to naročito u severnoj Africi dešava se da i godinama ne padne kap kiše, tj.

da je stvarno isparavanje ravno 0, a da godišnje vrednosti mogućeg isparavanja iznose i preko 3 000 mm.

Na osnovu ovoga može se zaključiti da opisani dnevni i godišnji hod isparavanja odgovara stvarnim uslovima isparavanja samo tamo gde ima i kada ima dovoljno vode. U svim drugim oblastima hodovi stvarnog isparavanja se znatno razlikuju od hodova mogućeg isparavanja.

Može se reći da se moguće isparavanje smanjuje od ekvatora prema polovima. Medjutim, zbog malog deficita vlažnosti, ono u ekvatorijalnim krajevima nije veliko i kreće se u srednjoj godišnjoj vrednosti izmedju 600 i 1000 mm. Moguće isparavanje u tropskom pojasu je malo i u zonama uticaja hladnih okeanskih struja, gde godišnje iznosi svega 600-800 mm. Medjutim, kako je već napred napomenuto, unutar suptropskih delova kontinenata godišnje može da ispari i više od 3 000 mm. U umerenom pojasu godišnje moguće isparavanje iznosi uglavnom od 400 - 800 mm, a u polarnim predelima ne više od 100 mm. Sa smanjenjem geografske širine povećava se i stvarno isparavanje tamo gde ima vode, kao npr. na okeanima i u šumskim predelima. Tako je na kopnu stvarno isparavanje najveće sa gustom šumom pokrivenih ekvatorijalnih predela (godišnje 800-1 000 mm, pa i više), a najmanje sa površine polarnog leda i snega (godišnje 100-200 mm, pa i manje). Na okeanima je geografska raspodela količine isparene vode slična. Tako npr. za 24 časa sa površine okeana prosečno ispari u tropskom pojasu 3-5 mm, pa i više, u umerenim širinama 1-2 mm, a u polarnim predelima sa nesmrznute površine 1 mm vode.

7.2. VODENA PARA U ATMOSFERI - VELIČINE VLAŽNOSTI

Vlažnost vazduha je jedan od značajnijih meteoroloških elemenata, s obzirom da vodena para sudeluje na direktan ili indirektan način u skoro svim atmosferskim procesima i u mnogim meteorološkim pojavama. Medjutim, ona se ne izražava samo jednom vrednošću, tj. jednom jedinicom merenja, već sa više tzv. veličina vlažnosti. Razlikuju se dve grupe veličine vlažnosti. U prvu spadaju one čije vrednosti daju mogućnost da se proceni ili odredi sadržina, odnosno količina vodene pare u vazduhu. U drugu spadaju veličine vlažnosti koje pružaju podatke o stepenu zasićenosti vazduha vodenom parom. Sve ove veličine vlažnosti se ili mere pomoću instrumenata (psihrometra, higrometra i higrografa) ili se izračunavaju korišćenjem vrednosti drugih veličina vlažnosti i drugih meteoroloških elemenata. O svakoj od njih, uključujući njihovu promenu u horizontalnom i vertikalnom pravcu i u toku vremena, govoriće se u ovom paragrafu srazmerno njihovom značaju.

7.2.1. Veličine vlažnosti za izražavanje količine vodene pare u vazduhu

Za odredjivanje količine vodene pare u vazduhu koriste se tri veličine vlažnosti, i to: pritisak ili napon vodene pare (e), apsolutna vlažnost (a) i specifična vlažnost (s).

Prema Daltonovom zakonu je poznato da svaki gas ili gasovito jedinjenje u atmosferi potpuno samostalno deluje, odnosno nezavisno se ponaša u odnosu na ostale gasovite sastojke vazduha. Prema tome, svaki gas ili gasovito jedinjenje, pored ostalog ima svoj parcijalni pritisak, a svi oni zajedno čine atmosferski ili vazdušni pritisak. Pošto je i vodena para sastojak vazduha, ona ima svoj parcijalni pritisak koji se najčešće naziva napon vodene pare ili parni napon (e). Ova veličina vlažnosti zavisi od vodene pare u vazduhu, tj. veća je što je njena količina veća i obratno, što znači da njene vrednosti mogu poslužiti za procenu količine ovog veoma značajnog gasovitog jedinjenja u atmosferi.

Parni napon se odredjuje ili direktnim merenjima, ili se dobija posrednim putem pomoću tzv. psihrometarske metode, tj. merenjima temperature pomoću suvog i mokrog termometra. Ova veličina vlažnosti vazduha iskazuje se u jedinicama za merenje vazdušnog pritiska, tj. u mm Hg i u mb.

U prethodnom paragrafu je posebno naglašeno da vazduh na svakoj temperaturi može primiti tačno odredjenu količinu vodene pare sa kojom će biti zasićen. To znači da svakoj temperaturi vazduha odgovara jedna odredjena maksimalna vrednost parnog napona, koja se naziva maksimalni napon vodene pare (E). Prema tome, vrednost napona vodene pare (e) daje podatak o pritisku postojeće količine vodene pare u vazduhu, a maksimalni napon (E) podatak o pritisku vodene pare koji bi postojao kada bi vazduh na postojećoj temperaturi primio njenu maksimalno moguću količinu.

Kada vrednost stvarnog parnog napona dostigne vrednost maksimalnog parnog napona (e=E), vazduh je zasićen vodenom parom. Zbog toga ovu drugu veličinu ponekad nazivaju i naponom zasićenja.

Vrednost maksimalnog parnog napona zavisi od više faktora. Najveća mu je svakako zavisnost od temperature vazduha, sa čijim porastom raste i njegova vrednost, što se može videti iz podataka u Tabeli 31.

Tabela 31. Promena vrednosti maksimalnog napona vodena pare (E) sa promenom temperature vazduha (t^o)

t(°C)	E (mb) nad vodom
- 50	0,064
- 40	0,189
- 30	0,509
- 20	1,254
- 10	2,863
0	6,108
10	12,272
20	23,373
30	42,430
40	73,777
50	123,400

Vrednost maksimalnog napona vodene pare u ovoj tabeli izračunate su pomoću empirijski dobijene Magnusove jednačine:

$$E = 6,1078 \cdot 10^{\frac{7,6326 \cdot t}{241,9 + t}}$$

u kojoj je t-temperatura vazduha.

Maksimalni parni napon na istoj temperaturi vazduha zavisi i od nekih karakteristika površine iznad koje se nalazi taj vazduh. On je manji iznad leda nego iznad vode, što se može zaključiti iz podataka u tabeli 32. Manji je i iznad rastvora nego iznad čiste vode. Tako je, na primer, iznad morske vode, čiji je salinitet 3,5%, manji za 2% nego iznad slatke vode. Maksimalni parni napon je najveći nad ispupčenom površinom, a veći je iznad ravne nego iznad ugnute površine.

Tabela 32. Razlika u vrednostima maksimalnog parnog napona iznad vode (E_v) i iznad leda (E_l) pri istoj temperaturi vazduha

t(°C) / E (mb)	0	-5	-10	-15	-20	-30	-40	-50
E_v	6,108	4,215	2,863	1,912	1,254	0,509	0,189	0,064
E_l	6,108	4,015	2,597	1,652	1,032	0,380	0,128	0,040

Ove razlike u vrednostima maksimalnog napona pokazuju da će povećanjem količine vodene pare u vazduhu zasićenost pre biti dostignuta iznad onih površina gde su ove vrednosti manje. To istovremeno znači da će se sa padom temperature vazduha maksimalni parni napor iznad tih površina pre izjednačiti sa stvarnim naponom vodene pare. Može se desiti da, na primer, zbog pada temperature ili porasta količine vodene pare vazduh bude zasićen iznad leda, a da to ne bude iznad vode.

Značajno je napomenuti da vazduh koji nije zasićen vodenom parom veoma retko dolazi u stanje zasićenosti zbog povećanja količine vodene pare, tj.porasta $\underline{e}$. To se može desiti samo iznad veoma ograničenih vlažnih površina i u plitkom sloju, pri tihom vremenu.

Najčešće i u velikim razmerama, vazduh postaje zasićen vodenom parom zbog sniženja temperature, kao na primer u adijabatskim procesima ili procesima radijacion djenja. Pri tome temperatura treba da se spusti do one vrednosti na kojoj će se smanjeni maksimalni napon vodene pare izjednačiti sa stvarnim naponom vodene pare. Ta temperatura se naziva temperatura tačke rose ili rosna tačka ($\underline{t_d}$). Ona je, prema tome, u stanju zasićenosti vazduha vodenom parom jednaka stvarnoj temperaturi. Ako se posle dostignute rosne tačke nastavi pad temperature, može doći i do izvesnog prezasićenja vazduha vodenom parom.

Pošto maksimalni parni napon iznad svih površina nema istu vrednost, iznad njih neće biti ni ista temperatura tačke rose. Tako, na primer, ona će imati višu vrednost iznad leda nego iznad vode, i zbog toga će pri opadanju temperature vazduha pre biti dostignuta iznad ove prve površine. Ponekad ovu temperaturu zasićene vodene pare iznad leda, za razliku od one iznad vode, nazivaju temperaturom tačke inja.

Najjednostavnije rečeno navedene temperature su one temperature pri kojima bi vazduh sa postojećom količinom vodene pare bio zasićen njome.

Kao što se može zaključiti (što će se kasnije i videti), ove karakteristike i zavisnosti maksimalnog parnog napona, odnosno temperature tačke rose, imaju značaja za vrednosti druge grupe veličina vlažnosti koje govore o stanju zasićenosti vazduha vodenom parom. S obzirom na to one imaju i veliki značaj za procese kondenzacije i sublimacije vodene pare.

Pošto količina vodene pare veoma brzo opada sa visinom, u istom pravcu i veoma brzo smanjuje se i vrednost stvarnog napona vodene pare. Ovaj pad je mnogo brži u slobodnoj atmosferi nego u planinskom vazduhu, jer se ovaj drugi nalazi u direktnom dodiru sa podlogom koja isparava.

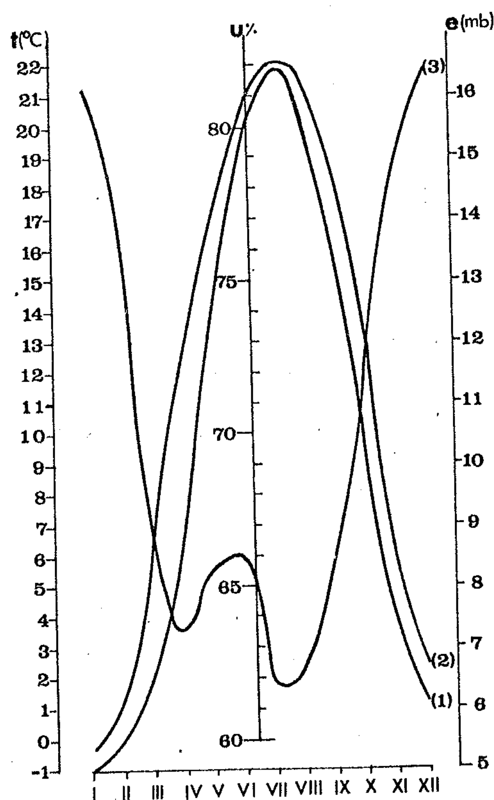
Prema merenjima u planinskom sistemu Alpa utvrdjeno je da se na visini od 3 km na planinskim stranama parni napon smanji na 1/3, a u slobodnoj atmosferi na 1/4 od vrednosti koju ima na morskom nivou u tim geografskim širinama. To se može zaključiti i iz podataka u Tabeli 33. Na visini od oko 5 km on se smanji na 1/6, odnosno 1/10 od te vrednosti. Na visini od 8 km u slobodnoj atmosferi parni napon je 100 puta manji nego neposredno iznad zemljine površine.

Tabela 33. Srednje godišnje vrednosti stvarnog napona vodene pare za neke stanice u zapadnoj Evropi i u Alpima oko 47^{o} s.g.š.

Stanica	Nadmorska visina (m)	e(mb)
Nant(Franc.)	27	11.6
Dižon(Franc.)	227	10.2
Salcburg (Aust.)	435	9.4
Cirih(Švajc.)	569	9.0
Sentis (Švajc.)	2 496	4.4
Sonblik (Aust.)	3 107	3.8

Medjutim, vrednost parnog napona se može i povećati sa povećanjem visine, ako se radi o inverzionom sloju. U njemu dolazi do povećanja koncentracije vodene pare, s obzirom da on predstavlja zadržavajući sloj za prenos i ovog gasovitog jedinjenja u vertikalnom pravcu.

Dnevni i godišnji hodovi napona vodene pare su zavisni od dnevnog i godišnjeg hoda temperature ili, bolje reći, isparavanja. Medjutim, dok je godišnji hod parnog napona po periodima javljanja maksimalne i minimalne vrednosti svuda veoma sličan sa godišnjim hodovima tih meteoroloških elemenata (sl. 94), dnevni hod je nešto izmenjen pod uticajem nekih drugih činilaca, što se može zaključiti iz slike 95.

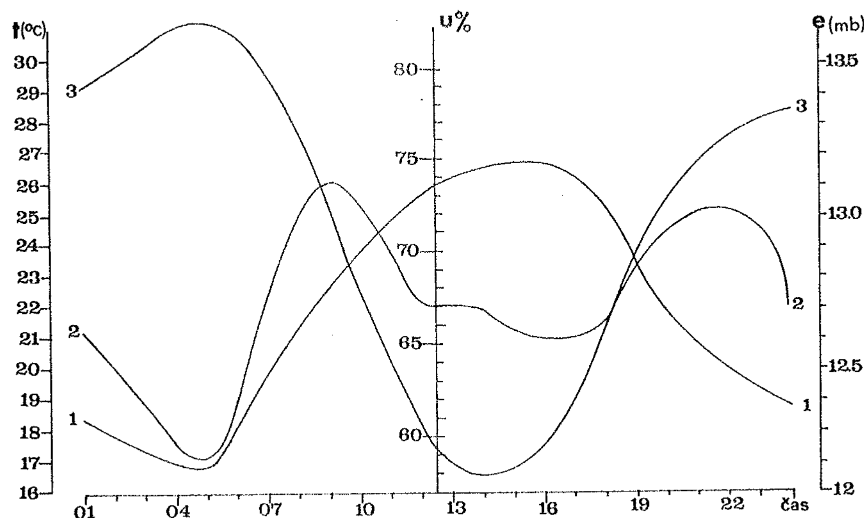


Slika 94.- Godišnji hod temperature vazduha (1), napona vodene pare (2) i relativne vlažnosti (3) u Beogradu

Sa Sunčevim izlaskom, u vezi sa porastom intenziteta isparavanja, raste napon vodene pare. Medjutim, istovremeno raste i brzina vetra, turbulencija i konvekcija i negde izmedju 8 i 10 časova po lokalnom vremenu odnošenje vodene pare tim strujanjima nadvladava njen priliv sa isparavajuće površine. Zbog toga u to vreme prestaje porast parnog napona i nastaje njegov glavni dnevni maksimum.

Zahvaljujući daljem dnevnom porastu jačine horizontalnih i vertikalnih vazdušnih strujanja pad napona vodene pare se održava sve do najtoplijih časova dana (15-16 časova), kada su ta strujanja najjača. Sa slabljenjem vazdušnih strujanja prema večernjim časovima, s obzirom da je isparavanje sa još tople Zemljine površine znatno, vrednost napona vodene pare ponovo raste sve do 20-22 časa, kada nastaje se-

kundarni maksimum. Posle toga, sve do jutarnjeg glavnog minimuma koji nastaje pred izlazak Sunca, pad napona vodene pare je veoma brz. To je naročito izraženo kada dodje do procesa kondenzacije ili sublimacije u prizemnom sloju vazduha, tj. kada se zbog obrazovanja rose ili slane naglo smanji količina vodene pare u njemu.



Slika 95.- Dnevni hod temperature vazduha (1), napona vodene pare (2) i relativne vlažnosti (3) u Beogradu u julu

Glavni prepodnevni maksimum parnog napona nastaje tim ranije što je zemljište suvlje, pošto ono ne može da nadoknadjuje vodenu paru koju odnose vazdušna strujanja u istoj meri kao vlažnije zemljište. Tako npr. u suptropskim pustinjama jutarnji porast napona vodene pare prestaje čak oko 6-7 časova, a zatim sleduje veoma dug i veliki pad njegovih vrednosti.

U hladnijem delu godine iznad kopna, i to naročito kada je ono vlažno, kao i iznad mora i u oblastima sa bujnom vegetacijom, u toku cele godine javlja se samo jedan maksimum i jedan minimum napona vodene pare, odnosno dnevni hod koji u potpunosti sleduje dnevnu promenu intenziteta isparavanja. Do toga dolazi svuda gde su i uvek kada su dnevna kolebanja temperature mala, a postoji dovoljna količina vode za isparavanje.

Jednostavan dnevni hod parnog napona, sa po jednim maksimumom i minimumom jeste karakteristika i viših planinskih predela. U insolacionom periodu preovladjujuća uzlazna kretanja vazduha (dolinski vetar) odnose vodenu paru prema planinskim vrhovima. Zbog toga na njima dnevni maksimum nastaje u najtoplijim časovima dana kada je taj transport vodene pare najveći. Noću, kada su u tim predelima razvijena silazna strujanja, vazduh je na vrhovima suvlji

i nastaje minimum ove veličine vlažnosti.

Uzimajući u obzir zavisnost količine vodene pare od temperature, tj. isparavanja, nije teško zaključiti kakva je geografska raspodela napona vodene pare.

Najveću vrednost napon vodene pare ima u toplom ekvatorijalnom pojasu, koji je bogat vodom i u kontinentalnom delu. U njemu su srednje mesečne vrednosti veće od 20 mb, a u primorskim oblastima su čak 25-30 mb. Srednje godišnje vrednosti u ovoj veoma vlažnoj oblasti se uglavnom kreću od 25 do 30 mb.

Sa povećanjem geografske širine napon vodene pare se smanjuje, pa je srednja godišnja vrednost u suptropskom pojasu 15-18 mb, u umerenom pojasu, oko 45^{o} g.š. 8-12 mb, a u subpolarnim i polarnim predelima 2-5 mb. U ovim poslednjim oblastima, gde je vazduh veoma siromašan vodenom parom, srednje vrednosti parnog napona u zimskim mesecima su ispod 1 mb, pa čak i ispod 0,5 mb. U Verhojansku su npr. izmerene i vrednosti od 0,03 mb.

Oblasti sa povećanim naponom vodene pare, u odnosu na uslove koji vladaju u geografskim širinama gde se one nalaze, su i delovi okeana i obalna područja u zoni neposrednog uticaja toplih okeanskih struja. To je naročito slučaj u zoni uticaja tople Golfske struje pored Zapadne Evrope, gde na primer obala Norveške ima vazduh najbogatiji vodenom parom u umerenom i subpolarnom pojasu severne polulopte.

Napon vodene pare je iz razumljivih razloga u istom geografskom pojasu veći iznad mora nego iznad kopna.

Količina vodene pare u atmosferi može se odrediti njenom masom u odredjenoj zapremini ili težini vazduha. Najčešće se za te svrhe koristi veličina vlažnosti koja se izražava masom vodene pare u gramima u kubnom metru vazduha (gr/m^3), a koja se naziva apsolutna vlažnost (a). Ona se može odrediti jednačinom:

$$a = 290 \frac{e}{T} \ gr/m^3,$$

u kojoj je e - napon vodene pare u mm Hg, a T - apsolutna temperatura vazduha. Iz ove jednačine proizilazi da je na temperaturi vazduha $t = 17^{o}C$, tj. $T = 290^{o}A$, apsolutna vlažnost jednaka naponu vodene pare (a=e). Medjutim u celom dijapazonu temperature vazduha od 25^{o} do $-25^{o}C$ razlike izmedju parnog napona i apsolutne vlažnosti su veoma male, te se može uzimati da je brojno: $a \ gr/m^3 \approx e$ mm Hg. Zbog toga se u meteorologiji napon vodene pare veoma često naziva apsolutna vlažnost.

Druga veličina vlažnosti, kojom se može odrediti masa vodene pare u vazduhu,

je specifična vlažnost (s). Ona predstavlja masu vodene pare izraženu u gramima u jedinici mase vlažnog vazduha (gr/gr ili gr/kg) i odredjuje se jednačinama:

$$s = 0{,}622 \frac{e}{p} \text{ gr/gr},$$

$$s = 622 \frac{e}{p} \text{ gr/kg},$$

u kojima je e - parni napon, a p - vazdušni pritisak.

Specifična vlažnost se u meteorologiji veoma retko upotrebljava za praktične svrhe, već se koristi kod nekih teoretskih izračunavanja u dinamičkoj meteorologiji.

S obzirom da vrednosti apsolutne i specifične vlažnosti prvenstveno zavise od količine vodene pare u vazduhu, njihove su promene u toku vremena i u prostoru, tj. horizontalnom i vertikalnom pravcu veoma slične odgovarajućim promenama napona vodene pare.

7.2.2. Veličine vlažnosti za izražavanje stanja zasićenosti vazduha vodenom parom

Već više puta je navedeno da vazduh ne može primiti neograničenu količinu vodene pare, što znači da može doći u tzv. stanje zasićenosti. Zbog toga što u takvom stanju vazduha počinje proces kondenzacije ili sublimacije, i zato što od stepena zasićenosti vazduha vodenom parom u odredjenoj meri zavisi fizičko stanje atmosfere, tj. stanje vremena, veoma je značajno poznavati u kojoj meri je postignuta zasićenost vodene pare. Ovo poslednje je naglašeno jer je fizički pogrešno govoriti o zasićenosti vazduha vodenom parom, pošto se u stvari radi o zasićenju vodene pare, pa se tako i maksimalni napon vodene pare (E) fizički ispravno naziva napon zasićene vodene pare. Ovo iz razloga što se po Daltonovom zakonu svaki gas u smesi gasova ponaša nezavisno i njegovo stanje ne zavisi od stanja drugih gasova. Prema tome, prisustvo vodene pare u vazduhu ne može uticati na njegovo sveukupno stanje, tj. na stanje svih njegovih sastojaka, što znači da je fizički pravilno samo govoriti o zasićenoj ili nezasićenoj vodenoj pari. Medjutim, zbog stečene navike ipak se u većini slučajeva govori o zasićenosti vazduha vodenom parom, pa će se iz tog razloga to činiti i ovde.

Za svakodnevne praktične potrebe u meteorologiji, pa i za teorijske, za odredjivanje stepena zasićenosti vazduha vodenom parom koristi se veličina vlažnosti koja predstavlja odnos izmedju stvarnog napona vodene pare (e) i maksimalnog napora vodene pare (E), a koja

se naziva relativna vlažnost (U). Ona se izražava u procentima (%) pomoću jednačine:

$$U = 100 \frac{e}{E} \%$$

Očigledno je da je za potpuno suv vazduh U = 0, a za vazduh zasićen vodenom parom U = 100%, pošto je tada e = E.

Iz jednačine za relativnu vlažnost proizilazi da je ova veličina vlažnosti tim veća što je količina vodene pare veća, tj. veći parni napon (e), i što je temperatura niža, tj. manji maksimalni parni napon (E). Prema tome, relativna vlažnost ima potpuno suprotan dnevni i godišnji hod od odgovarajućih hodova temperature vazduha, što se može videti na slikama 94 i 95. To istovremeno znači da na stanje zasićenosti vazduha vodenom parom mnogo više utiču promene njegove temperature nego promene količine vodene pare. Naime, sa porastom temperature vazduha E mnogo vrže raste nego što priliv vodene pare povećava e. U periodu pada temperature opet brže smanjenje E nadvladava uticaj smanjenja količine vodene pare u vazduhu (e). Prema tome, u jednom prosečnom dnevnom hodu relativna vlažnost dostiže najnižu vrednost u najtoplijim časovima dana, a maksimalnu vrednost u drugoj polovini noći, obično pred izlazak Sunca. Ovakav dnevni hod je više izražen tamo gde je dnevna amplituda temperatura veća i gde je dnevni priliv vodene pare manji. Tako je dnevna amplituda relativne vlažnosti u našim geografskim širinama veća iznad kontinenata i u leto.

U godišnjem hodu umerenih geografskih širina maksimum relativne vlažnosti se javlja u najhladnijim, a minimum u najtoplijim mesecima. Veoma je karakterističan godišnji hod relativne vlažnosti u Beogradu (slika 94), koji je reprezentativan za naše kontinentalne predele, pa i za ostali kontinentalni deo Evrope. U njemu se u periodu maj-jun javlja manji porast relativne vlažnosti, koji je uslovljen učestanim prodorima svežih i vlažnih maritimnih vazdušnih masa poreklom sa Atlantskog okeana.

Sa stabilizacijom vremenskih uslova prema julu relativna vlažnost ponovo opada i u periodu jul-avgust dostiže minimum. Maksimum ne nastaje u januaru, koji je najhladniji, ali i najsiromašniji vodenom parom, već u nešto toplijem ali i vlažnijem decembru. Takva odstupanja ukazuju i na ulogu količine vodene pare, tj. parnog napona u promenama relativne vlažnosti, koja je manje značajna od uloge temperature vazduha, ali se ne može zanemariti. To je posebno izrazito u višim planinskim predelima, gde je zbog tog uticaja dnevni hod relativne vlažnosti suprotan onom u nizijama, čemu je uzrok opisano povećanje i smanjenje parnog napona u periodu pojačanih uzlaznih i silaznih vazdušnih strujanja. Tome svakako doprinosi i slabiji dnevni porast, odnosno manji noćni pad temperature vazduha na konveksnim oblicima zemljišta, o čemu je tako-

dje govoreno u Glavi 4.

Zbog sličnog nadjačavanja uticaja povećanja količine vodene pare u vazduhu godišnji hod relativne vlažnosti nije suprotan godišnjem hodu temperature vazduha u oblastima gde duvaju vantropski monsuni, kao što se može videti iz podataka u Tabeli 34.

Tamo se maksimum relativne vlažnosti javlja leti kada duvaju vlažni vetrovi sa okeana. Zimi, kada duvaju hladni ali vodenom parom veoma siromašni vetrovi sa kopna, relativna vlažnost je manja. U oblastima vladavine tropskih monsuna javljaju se dva maksimuma i dva minimuma, što se može videti takodje iz podataka u Tabeli 34. Glavni maksimum se javlja u vreme duvanja letnjeg monsuna, a sekundarni na kraju perioda duvanja zimskog monsuna. Glavni minimum relativne vlažnosti nastaje u najtoplijem periodu, pre početka letnjeg monsuna, a sekundarni u početnom periodu duvanja zimskog monsuna.

Tabela 34. Srednje mesečne vrednosti relativne vlažnosti (%) u oblastima duvanja vantropskih i tropskih monsuna

Mesec / Mesto	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	god.
Ohotske-SSSR ($59^{o}22'$N $143^{o}12'$E)	65	63	67	74	83	89	89	87	81	66	64	63	74
Agra - Indija ($27^{o}10'$N $78^{o}02'$E)	61	48	36	26	27	41	71	79	69	52	45	55	51

U svojoj geografskoj raspodeli relativna vlažnost, zbog visokih vrednosti napona vodene pare, veoma je povećana u ekvatorijalnoj oblasti. U srednjim mesečnim vrednostima ona prelazi 80%, pa čak i 90%. Sa povećanjem geografske širine se smanjuje i dostiže izuzetno niske vrednosti u suptropskom pojasu, i to naročito u vazduhu suptropskih pustinja. U njima srednje mesečne vrednosti relativne vlažnosti kolebaju od 15 do 40%, a u pojedinim danima se spuštaju ispod 10%, pa čak i 5%, usled neznatnog isparavanja i veoma visokih temperatura vazduha. Prema većim geografskim širinama zbog opadanja temperature vazduha, relativna vlažnost raste, pa i pored izuzetno male količine vodene pare, u polarnim predelima ona ima slične vrednosti sa onim u ekvatorijalnim oblastima, zahvaljujući veoma niskim temperaturama vazduha.

Sa povećanjem nadmorske visine, iako temperatura vazduha opada, relativna vlažnost se u proseku smanjuje, jer se u istom pravcu veoma brzo smanjuje napon vodene pare. Medjutim, u slojevima gde ima procesa kondenzacije ili sublimacije, tj. u oblacima, vrednosti relativne vlažnosti se povećavaju. Nasuprot tome u inverzionom sloju ova veličina vlažnosti naglo opada sa visinom zbog porasta temperature vazduha. Naročito veliku promenljivost sa visinom relativna vlažnost ima u tzv. pograničnom sloju atmosfere koji čini najniži sloj troposfere, debljine 2-3 km. U ovom sloju, u kome je promenljivost i drugih meteoroloških elemenata u horizontalnom i vertikalnom pravcu velika zbog velikog uticaja Zemljine površine, dolazi leti i po danu čak do inverzione promene relativne vlažnosti. Zbog jakog zagrevajućeg uticaja podloge njene vrednosti ponekad rastu do visine od 1-2 km. Zimi u toku celog dana i leti noću relativna vlažnost brzo opada sa porastom visine.

Za odredjivanje stepena zasićenosti vazduha može poslužiti i deficit vlažnosti (d), koji predstavlja razliku izmedju maksimalnog parnog napona i stvarnog parnog napona ($d = E - e$ mm ili mb). Korišćenjem ove veličine vlažnosti odredjuje se koliko u postojećim uslovima vazduha još nedostaje vodene pare da bi bio zasićen.

7.3. KONDENZACIJA I SUBLIMACIJA VODENE PARE

Druga fizičko-meteorološka faza kruženja vode u sistemu atmosfera - Zemljina površina, koja se zbiva uporedo sa isparavanjem, jeste prelaz vode iz gasovitog u tečno i čvrsto stanje. Ovi atmosferski procesi, koji nastaju pri odredjenim fizičko-meteorološkim uslovima - i koji su od ogromnog značaja za obrazovanje magli, oblaka i padavina, kao i nekih atmosferskih pojava, nazivaju se u prvom slučaju kondenzacija, a u drugom sublimacija. Za neke atmosferske procese od velikog značaja je i prelaz vode iz tečnog u čvrsto stanje, koji se naziva mržnjenje.

Proces kondenzacije, sublimacije i mržnjenja dešava se kako u atmosferi tako i na Zemljinoj površini ili na predmetima koji se nalaze na njoj. U stvari u ovim procesima vodena para prelazi u mikroskopski sićušne kapljice vode, odnosno ledene kristale. S obzirom na dimenzije, ovi početni produkti procesa kondenzacije i sublimacije mogu se smatrati i zvati zamecima većih kapljica vode i kristala leda. Njihovim daljim povećanjem, do koga dolazi pripajanjem novih molekula vodene pare i njihovim medjusobnim spajanjem, obrazuju se kapljice i ledeni kristali koji grupisani u velikom broju u atmosferi čine takve pojave kao što su magle i oblaci. Daljim razvojem ovih fizičko-meteoroloških procesa sastavni elementi oblaka i magli nastavljaju porast i padaju na Zemljinu površinu u obliku raznih vrsta padavina.

Procesi kondenzacije, sublimacije i mržnjenja vode veoma su značajni i za energetsko (toplotno) stanje atmosfere o čemu je već nešto govoreno. U paragrafu 7.1 je napomenuto da toplotna energija koja se utroši na isparavanje nije izgubljena, već da se nalazi u latentnom stanju u atmosferi. Ona ostaje neaktivna sve do momenta kada počinje obratan proces, tj. kada voda počne da se kondenzuje, sublimira ili mrzne. Pri kondenzaciji 1 gr vode oslobodi se oko 600 gcal toplote, koja se naziva toplota kondenzacije. Kada 1 gr vode predje iz gasovitog u čvrsto stanje oslobodi se oko 680 gcal tzv. toplote sublimacije, a pri mržnjenju iste mase vode oslobodi se oko 80 gcal toplote mržnjenja. Pošto u neprekidnom procesu kondenzacije, sublimacije i mržnjenja učestvuje ogromna količina vode, oslobodjena latentna toplota mora imati nesumnjivo veliki uticaj na toplotno stanje atmosfere u celini.

Sistematsko osmatranje oblaka, magli i padavina u prošlom veku dovelo je do prvih tumačenja procesa kondenzacije, sublimacije i mržnjenja. Nedostatak neophodnih tehničkih sredstava za laboratorijska istraživanja i istraživanja ovih prirodnih procesa u samoj atmosferi uslovili su u to vreme i nagadjanja, kao i pogrešna tumačenja. U takvoj situaciji javila se prva teorija o tim procesima koja, budući danas prevazidjena i dokazima opovrgnuta, ima samo istorijski značaj i kao takva se ovde navodi. Osnovne postavke te teorije bile su sledeće:

1. voda ostaje u gasovitom stanju sve dok ne nastupi zasićenost vazduha vodenom parom. Kada je taj uslov zadovoljen, proces kondenzacije i sublimacije mora početi;

2. voda ne može ostati u tečnom stanju ukoliko se temperatura vazduha spusti ispod tačke mržnjenja, već mora preći u čvrsto stanje; i

3. na temperaturi vazduha ispod tačke mržnjenja voda može iz gasovitog prelaziti samo u čvrsto stanje, tj. moguća je samo sublimacija.

S ozbirom na prvu postavku ove stare teorije, neophodno je navesti fizički moguće načine na koje dolazi do zasićenosti vazduha vodenom parom. Ti načini su sledeći:

a. povećanjem vazdušnog pritiska do veoma visokih vrednosti, koje se postižu kompresijom vazduha;

b. povećanjem količine vodene pare sve dok se pri nepromenjenoj temperaturi ne dostigne maksimalni parni napon; i

c. hladjenjem vazduha sve dok se ne dostigne temperatura tačke rose.

U atmosferskim uslovima zasićenost vazduha vodenom parom ne nastaje nikad na prvi način; ona je ostvarljiva samo u laboratorijsko-eksperimentalnim uslovima. Na drugi način ona se postiže veoma retko, jer kao što je poznato vazduh retko miruje, a ovaj način je jedino moguć u vazduhu koji se nalazi u punoj stabilnosti iznad površine koja intenzivno isparava. Uzimajući u obzir da se u slučajevima kada vazduh postaje zasićen na ovaj način, to dešava u veoma plitkom sloju i na ograničenoj površini, može se reći da i on nema većeg značaja. Prema tome, glavni i jedino moguć način da se u prirodnim uslovima dovedu u stanje zasićenosti vazdušne mase većih razmera jeste hladjenje do kojeg u atmosferi može doći na više načina, o čemu će se kasnije govoriti.

Iz navedenog se može izvući zaključak da je prema prvoj postavci stare teorije dovoljno da se vazduh rashladi do tačke rose pa da istog trenutka počne kondenzacija ili sublimacija vodene pare. Medjutim, istraživanja koja su vršena već krajem XIX veka pokazala su da postavke u toj teoriji nisu realne. Kasnija istraživanja u atmosferskim i laboratorijskim uslovima dokazala su u potpunosti netačnost stare teorije i dovela su do novih pogleda na kondenzaciono-sublimacione procese, iz kojih proizilazi da:

1. do kondenzacija može doći i na relativnoj vlažnosti vazduha manjoj od 100%, ali je znatno intenzivnija u blizini ove vrednosti, a naročito ako je vazduh u malom stepenu prezasićen vodenom parom ($U > 100\%$);

2. i na temperaturi ispod tačke mržnjenja voda može ostati u tečnom stanju, što je čak sasvim obična pojava u atmosferi. Ovakvo stanje vode naziva se prehladjeno i ono se može održati do veoma niskih negativnih temperatura. Prehladjene kapljice su osmotrene u maglama i oblacima čak do $-30^{o}C$, pa i $-40^{o}C$;

3. pri negativnoj temperaturi voda ne samo što može ostati u tečnom stanju već je moguće dalje obrazovanje kapljica, tj. kondenzacija. Medjutim, izgledi za sublimaciju su tim veći što je temperatura niža. Ispitivanja u oblacima i maglama su pokazala da broj vodenih kapljica u njima preovladjuje sve do temperature od -12, pa i do $-16^{o}C$, a tek na nižim vrednostima počinje da se povećava broj ledenih kristala.

Merenja vlažnosti vazduha u toku obrazovanja magli u potpunosti potvrdjuju da je kondenzacija i sublimacija moguća i pri manjoj relativnoj vlažnosti od 100%.

U pojedinim slučajevima magla se obrazovala, iako je relativna vlažnost bila svega 75%. Laboratorijska istraživanja pokazuju da u nekim slučajevima vazduh može biti i u

znatnoj meri prezasićen, a da uopšte ne dodje do kondenzacije ili sublimacije vodene pare. Uzimajući u obzir samo ove dve činjenice, postavlja se opravdano pitanje koji je taj moćni faktor od koga zavisi da li će doći do kondenzacije ili nje uopšte neće biti čak i ako su svi ostali uslovi za ovaj proces zadovoljeni. Odgovor na postavljeno pitanje daje jedan veoma jednostavan eksperiment: vodena para u nekom zatvorenom sudu, u kome se vazduh hladi, kondenzovaće se u malim kapljicama samo na njegovim zidovima. Iz ovoga se može zaključiti da je za prelaz vode iz gasovitog u tečno ili čvrsto stanje potreban neki oslonac. U ovom ogledu bio je to zid suda.

U Glavi 2 (paragraf 2.3.3) rečeno je da se u atmosferi nalazi uvek veća ili manja količina sićušnih čestica različitog porekla i prirode, koje nazivamo atmosferskim pridodacima. Tom prilikom napomenuto je da pored apsorpcije i difuzne refleksije Sunčevog i Zemljinog zračenja, neke od njih sudeluju aktivno u procesu kondenzacije i sublimacije. Prema tome, taj moćni fektor od koga zavisi da li će do kondenzacije ili sublimacije doći, a takodje i kakvog će intenziteta biti, jesu sitne, običnim mikroskopom nevidljive čestice. S obzirom na njihovu tako značajnu ulogu u ovom procesu, nazivamo ih atmosferska jezgra kondenzacije, jer služe kao jezgro na kome se grupišu molekuli vodene pare pri prelasku u drugo agregatno stanje. S obzirom na njihov značaj za procese kondenzacije i sublimacije, potrebno je upoznati neke njihove osobine i poreklo.

7.3.1. Jezgra kondenzacije u atmosferi

Na ulogu kondenzacionih jezgara u prirodnim procesima kondenzacije i sublimacije prvi je ukazao francuski hemičar Kule (M. Kulle) u 1875. god. Medjutim, pravi pionir na polju istraživanja procesa kondenzacije i sublimacije i uloge kondenzacionih jezgara u njima bio je škotski fizičar Džon Eitken (John Aitken). On je izneo u svojim radovima izmedju 1880. i 1916. godine da voda ne može prelaziti iz gasovitog u tečno ili čvrsto stanje u vazduhu koji je potpuno čist, tj. u kome nema kondenzacionih jezgara oko kojih bi se grupisali molekuli vodene pare. Rezultate svojih istraživanja Eitken je prvi put izneo na Medjunarodnom meteorološkom kongresu 1893. god., izjavljujući da je prisustvo kondenzacionih jezgara neophodan uslov za pojavu kondenzacije i sublimacije. Njegova izjava nije bila ni malo preuveličana, kao što su i kasnija istraživanja potvrdila, jer bez kondenzacionih jezgara ne bi bilo takvih atmosferskih pojava kao što su oblaci, magle i padavine, tj. ne bi bilo tako važnog za život ciklusa kruženja vode u atmosferi. Eitken je napomenuo u svojim radovima da u čistom vazduhu neće doći do kondenzacije, čak i kada je on prezasićen vodenom parom. Ovaj Eitkenov zaključak je eksperimentalno dokazao naučnik Vilson (Wilson).

Vilson je, vršeći eksperimente sa adijabatskim hladjenjem vlažnog vazduha u specijalnim komorama, došao do zaključka da bi u otsustvu kondenzacionih jezgara bilo potrebno najmanje četvorostruko zasićenje (U = 400%) za početak kondenzacije. Pri tako visokom prezasićenju teorijski postoji mogućnost spontanog obrazovanja vanredno malog zametka vodene kapljice, i to spajanjem više molekula vodene pare, koji dodju u medjusobni dodir u toku haotičnog molekularno-kinetičkog kretanja . Pri manjim prezasićenjima , npr. pri relativnoj vlažnosti od 200%, može se obrazovati jedan zametak vodene kapljice prečnika $2 \cdot 10^{-7}$ cm u svakih 10^{69} sekundi, što praktično znači nikad. Tek pri osmostrukom prezasićenju (U= 800%), spontano se obrazuje veliki broj sićušnih kapljica, tj. javlja se magla čija gustina raste ukoliko se relativna vlažnost dalje povećava.

Rezultati ovih eksperimenata očigledno pokazuju da je spontano obrazovanje kapljica ili ledenih kristala u atmosferi bez kondenzacionih jezgara nemoguće, pošto se u njoj nikad ne javljaju tako visoka prezasićenja.

Eitken je u toku istraživanja takodje otkrio da se kondenzacionim jezgrima ne mogu smatrati svi atmosferski pridodaci. On je sve čestice u atmosferi podeli u dve grupe, i to na:

1. atmosferske pridodatke koji imaju specijalne fizičko-hemijske osobine, odnosno koji imaju hemijski afinitet prema vodi, jer se rastvaraju u njoj ili je upijaju. Zbog toga se oni nazivaju higroskopnim.

2. atmosferske pridodatke koji nemaju ove osobine i koji su nerastvorljivi i ne upijaju vodu.

Prva grupa atmosferskih pridodataka je veoma aktivna u procesima kondenzacije i zbog toga se može smatrati pravim kondenzacionim jezgrima. Ukoliko su veoma higroskopni na njima može doći do kondenzacije i pri relativnoj vlažnosti manjoj od 100%. Nasuprot ovome, na nehigroskopnim česticama do kondenzacije može doći samo pri visokim prezasićenjima koja se u prirodi ne javljaju. Maksimalno moguća prezasićenja u atmosferi kreću se izmedju 1% i 4% (U= 101-104%). Prema tome, njihov značaj za kondenzaciju je mali ili čak nikakav i zbog toga ih nazivaju neaktivnim ili neutralnim jezgrima. To su čestice poreklom sa površine kopna (prašina), mikroorganizmi i razne čestice organskog porekla.

7.3.2. Izvori atmosferskih jezgara kondenzacije

Dosadašnja znanja o preklu atmosferskih jezgara kondenzacije su još nedovoljna

i mnoga od njih se zasnivaju na hipotezama, jer nemaju dovoljno teorijskih i eksperimentalnih objašnjenja i dokaza. Istraživanja su pokazala da su osobine kondenzacionih jezgara veoma različite, što navodi na zaključak da su i izvori njihovog postanka različiti. Postoje tri hipoteze o poreklu kondenzacionih jezgara, i to: hipoteze o kosmičkom, kontinentalnom i okeanskom poreklu i one će ovde biti ukratko objašnjene.

a) Hipoteza o kosmičkom poreklu kondenzacionih jezgara

U Glavi 2 (paragraf 2.3.3) bilo je napomenuto da u atmosferu dospevaju iz kosmosa čestice kosmičke prašine ili one nastaju sagorevanjem manjih nebeskih tela u njoj (meteorita). Uloga ovih čestica u procesima kondenzacije nije još sa sigurnošću ocenjena, ali se smatra da imaju iste osobine kao i neutralne čestice zemaljskog porekla. Merenjima koja su vršena 1910. godine za vreme prolaza Zemlje kroz rep Halejeve komete, nije utvrdjeno povećanje broja aktivnih kondenzacionih jezgara u atmosferi. Na osnovu ovih i nekih drugih činjenica može se zaključiti da kosmos ne predstavlja značajan izvor kondenzacionih jezgara.

b) Hipoteza o kontinentalnom poreklu kondenzacionih jezgara

Dosadašnja istraživanja ukazuju da bi kontinenti mogli da budu značajan izvor kondenzacionih jezgara. Svakako da se tu ne misli na ogroman broj sićušnih čestica prašine koje pod dejstvom vetra dospevaju u atmosferu, s obzirom da su najvećim delom nehigroskopne, pa prema tome i neaktivne u procesima kondenzacije. Prema ispitivanjima Eitkena i mnogih drugih naučnika došlo se do zaključka da su veoma značajni kontinentalni izvori kondenzacionih jezgara procesi sagorevanja i truljenja raznih materija. Zahvaljujući njima u atmosferu dospeva niz veoma higroskopnih materija u čvrstom i gasovitom stanju. To su uglavnom sumporna i azotna jedinjenja.

U novije vreme postali su značajni pored procesa sagorevanja i neki drugi hemijski procesi u gradskim i industrijskim područjima, pri kojima se oslobadja i dospeva u vazduh sumpor. U tome su naročito aktivni procesi sagorevanja uglja, koji u sebi sadrži 0,3-3% sumpora. Oslobodjeni sumpor oksidacijom prelazi u nehigroskopni sumpordioksid (SO_2). Pod uticajem Sunčevog ultraljubičastog zračenja oksidacija se nastavlja i nastaje higroskopni sumportrioksid (SO_3), koji sa molekulima vodene pare obrazuje veoma higroskopnu, pa prema tome i veoma aktivnu sumpornu kiselinu ($H_2O + SO_3 = H_2SO_4$). Uzimajući u obzir da godišnje sagori više od 10 milijardi tona uglja i da prema tome u atmosferu dospe oko 20-25 miliona tona sumpornih jedinjenja, lako je zaključiti da ona danas igraju vidnu ulogu u procesima kondenzacije.

U grupu aktivnih kondenzacionih jezgara spadaju i razna hemijska jedinjenja u kojima sudeluju azot, kiseonik i vodonik (azotna i šalitrena kiselina, itd). Neki naučnici tvrde da je šalitrena kiselina osnovni materijal za kondenzaciona jezgra, jer osmatranja pokazuju da je uvek ima u atmosferi. Ona nastaje pri visokim temperaturama koje se razvijaju u zoni širenja atmosferskog elektriciteta-munje.

Treba napomenuti da sagorevanjem raznih materija u atmosferu dospevaju i čestice čadji koje su higroskopne, te se njihova uloga kao aktivnih kondenzacionih jezgara ne sme zanemariti.

Dugogodišnja merenja i istraživanja, koja su se odnosila na ulogu i značaj kondenzacionih jezgara poreklom iz industrijskih i gradskih oblasti, i kojih svakog dana ima sve više, pokazala su u prvom redu da se nije mnogo izmenila raspodela produkata kondenzacije (oblaka i padavina) na Zemljinoj površini. To se u prvom redu može objasniti time što industrijska delatnost čoveka postoji od pre nekoliko vekova i zahvata relativno mali deo Zemljine površine. Prema tome dolazi se do zaključka da veštački stvorena kondenzaciona jezgra delovanjem čoveka nisu od primarne važnosti za proces kondenzacije, već imaju za sada samo lokalni značaj. Svakako da sa sve većom upotrebom fosilnih goriva (uglja, nafte i naftinih derivata) uloga ovih kondenzacionih jezgara postaje sve značajnija i da danas postepeno počinje da prevazilazi lokalne razmere.

Iz svega iznetog proističe zaključak da glavni izvor kondenzacionih jezgara treba tražiti u prirodi. Jedan od takvih prirodnih izvora iz koga nesumnjivo dospevaju u atmosferu higroskopne materije jesu vulkanske erupcije. Medjutim, uzimajući u obzir činjenicu da vulkanska aktivnost pretežno ima povremeni karakter i da površina na kojoj se nalaze aktivni vulkani iznosi samo 0,0001% Zemljine površine, može se reći da i ovaj izvor kondenzacionih jezgara ima samo lokalni značaj.

Prema tome, odgovor na pitanje koji je to izvor koji snabdeva atmosferu velikom količinom aktivnih jezgara kondenzacije i koji na taj način najviše doprinosi kruženju vode u atmosferi treba potražiti u trećoj hipotezi.

c) Hipoteza o okeanskom poreklu kondenzacionih jezgara

Mnogi naučnici smatraju da su pridodaci morske vode, naročito čestice morske soli, najbrojnija i najaktivnija kondenzaciona jezgra. Ovakvi pogledi su zasnovani na hemijskim analizama vazduha i padavina u toku kojih je uvek utvrdjeno prisustvo čestica morskih soli, čak i ako se radilo o vazduhu i padavinama iz dubokih kontinentalnih oblasti. Analize kiše, snega i

drugih hidrometeora pokazale su da se u litru tečnosti u proseku uvek nalazilo oko 3,5 mgr hlornih jedinjenja. Na njima dolazi do vrlo intenzivne kondenzacije pri veoma malim prezasićenjima (U = 100,09%), što potvrdjuje njihovu ogromnu ulogu.

O načinu na koji čestice morske soli dospevaju u vazduh bilo je više teorija, ali najrealnija i najprihvatljivija je ona koju je još 1887. godine u opštim crtama dao Eitken i koja je razradjena i dopunjena kasnije konkretnim dokazima i teorijskim objašnjenjima. U ovoj teoriji prisustvo čestica morske soli u vazduhu objašnjava se talasanjem okeanske površine pod dejstvom vetrova.

Talasi se, kao što je poznato, prelamaju i u vazduh dospeva ogroman broj sićušnih kapljica vode. One isparavaju, a ostaju da lebde mikroskopski male čestice soli koje su se nalazile u njima. Da je ovo tačno pokazuju merenja vršena na raznim tačkama okeana i mora, koja pokazuju da se broj čestica morske soli u vazduhu uvek znatno poveća kada se njihova površina uznemiri. Turbulentna kretanja vazduha i vetrovi omogućuju njihovo širenje u atmosferi i raznošenje na velika udaljenja, čak duboko u kontinente.

Da bi se dobila izvesna predstava o količini soli koja dospeva u atmosferu, treba navesti nekoliko podataka. Na osnovu merenja teorijski je izračunato da vetar prosečno odnosi sa Kaspijskog mora 2460 tona soli za 24 časa. Na teritoriju SAD, prema proceni, sa okolnih okeana dospe oko 192 000 tona soli za 24 časa. Pri jakom vetru sa mora u Engleskoj je primećeno taloženje do 100 mgr soli na m^2 prozorskih stakala čak na udaljenju od 70-100 km od obale. Prema istraživanjima vršenim u Indiji, letnji monsun sa Indijskog okeana donosi 3 000 tona soli godišnje na rastojanju i do 700 km od obale, što uslovljava postepeno zasoljavanje jezera Samshor.

Imaju u vidu ogromnu površinu svetskog okeana, čiji se znatan deo nalazi uvek u talasanju, i činjenicu da su čestice poreklom sa njih veoma higroskopne, može se zaključiti da je okeansko poreklo većeg dela kondenzacionih jezgara najrealnije. Istraživanja pokazuju da iz ovog izvora neprekidno dospeva u atmosferu količina morske soli koja je dovoljna za potpuno obezbedjenje procesa kondenzacije. Prema nekim proračunima u atmosferu za godinu dana dospe oko $2{,}7 \cdot 10^{10}$ tona morske soli, što prema nekim procenama zadovoljava oko 80% potreba za jezgrima kondenzacije. Okeansko poreklo atmosferskih jezgara kondenzacije na još jedan način pokazuje tesnu povezanost izmedju pojava u atmosferi i okeana.

7.3.3. Neke osobine atmosferskih jezgara kondenzacije

O veličini i obliku kondenzacionih jezgara skoro do polovine ovog veka se samo

naslućivalo, jer se većina od njih, zbog veoma malih dimenzija, nije mogla posmatrati običnim optičkim mikroskopima. Tek pronalazak elektronskog mikroskopa, kojim je povećana u znatnoj meri moć uveličavanja, omogućio je njihovo posmatranje i tada je utvrdjeno da im je prečnik od 10^{-7} do 10^{-3} cm i da su obično nepravilnog i veoma različitog oblika.

Za procese kondenzacije u atmosferi osim higroskopnosti značajne su i neke druge osobine kondenzacionih jezgara, a to su: veličina, rastvorljivost, oblik itd. Razlike u njihovim osobinama svakako utiču na veličinu njihove uloge u ovom procesu. Nesumnjivo je da jezgra sa pozitivnijim osobinama imaju veći značaj, i na njima će pre doći do grupisanja molekula vodene pare nego na drugim. Vazduh može za neka kondenzaciona jezgra biti i prezasićen vodenom parom, dok je za druga još nezasićen. Ako se npr. u vazduhu nalaze jezgra sa istim afinitetom prema vodi, a različite veličine, do kondenzacija će prvo doći na većim jezgrima pošto na njima vlada manji maksimalni parni napon. Iz istih razloga kondenzacija će nastati na onim kondenzacionim jezgrima koja su, budući rastvorljiva, obrazovala rastvor u dodiru sa molekulima vode. Utvrdjeno je da pri relativnoj vlažnosti manjoj od 101% kondenzacija počinje samo na takvim jezgrima, dok ostala postaju aktivna tek pri većim prezasićenjima koja su moguća u atmosferi. Ova jezgra čine jedinjenja sumpora, azota, ugljenika, hlora, natrijuma, itd., koja se rastvaraju u vodi i čine ultramikroskopska jezgra visokokoncentrovanog rastvora. Iznad njih je zbog toga maksimalni parni napon manji nego u okružavajućem vazduhu i prema tome na njima postoje veoma povoljni uslovi za procese kondenzacije. Medjutim, čim se na ovim veoma aktivnim jezgrima kondenzacije stvore zameci kapljica, rastvor se razblaži, maksimalni parni napon se poveća i za dalje procese kondenzacije na njima potrebno je prezasićenje vazduha vodenom parom od 101 - 102%. Takvo prezasićenje često i postoji, ali se ipak aktivnost razblaženog rastvora u procesima kondenzacije smanjuje.

Čvrste čestice, koje se ne rastvaraju ali koje upijaju vodu, imaju osobinu da apsorbuju molekule vodene pare i na taj način postaju zameci kapljica. One su tim aktivnije kao kondenzaciona jezgra što su im dimenzije veće, jer, kao što je naglašeno, iznad takvih jezgara je manji maksimalni parni napon.

Ostale osobine kondenzacionih jezgara, kao što su npr. oblik, električnost itd. imaju manji značaj za njihovu aktivnost, te se zbog toga o njima ovde neće govoriti.

7.3.4. Hipoteza o jezgrima sublimacije u atmosferi

Poznati naučnik Vegener (Wegener) 1911. god. je objavio hipotezu, koju je docni-

je podržao i razvio Findajzen (Findeisen), da do sublimacija u atmosferi može doći samo ako postoje posebna sublimaciona jezgra. Ova jezgra se po svojoj strukturi i osobinama razlikuju od običnih kondenzacionih jezgara. Ova hipoteza bila je zasnovana na nekim zapažanjima o kondenzaciono-sublimacionom procesu, o kojim se već govorilo. Ta zapažanja su sledeća:

1. vodene kapljice nalaze se u prehladjenom stanju u atmosferi na vrlo niskoj temperaturi od -20^{o}, -30^{o} pa čak i -40^{o}C;

2. na negativnoj temperaturi i dalje se odvija kondenzacija; i

3. broj prehladjenih kapljica u oblacima i maglama do temperature od -12, -16^{o}C veći je čak od broja ledenih kristala.

Takve atmosferske pojave su u prvom trenutku dovele ove naučnike do sasvim logičnog zaključka da je za obrazovanje ledenih kristala neophodno potrebno prisustvo nekih specijalnih jezgara, tj. da samo ona obezbedjuju neposredan prelaz vodene pare u čvrsto stanje. U njihovom odsustvu i na veoma niskim temperaturama moguća je samo kondenzacija, tj. prelaz u prehladjene kapljice. Ubrzo je zapažena slabost ove hipoteze, jer se postavilo pitanje kako to da sublimacija ne nastupi na višim negativnim temperaturama, a ako se istom vazduhu još snizi temperatura ona će ipak početi. Findajzen je pokušao eksperimentalnim putem da objasni ovu pojavu. On je tvrdio da je broj sublimacionih jezgara mali ali da ih ima dve vrste. Prva su veoma aktivna na temperaturi od -6^{o} do -20^{o}C ali su malobrojna (jedno jezgro u 1m^{3} vazduha), te se time može objasniti češći prelaz vodene pare u tečno stanje na višim negativnim temperaturama. Druga su mnogo manje aktivna ali su mnogo brojnija i stupaju u dejstvo tek pri temperaturi nižoj od -32^{o}C.

Ovi zaključci Findajzena nisu doprineli prihvatanju hipoteze o sublimacionim jezgrima u naučnim krugovima, jer osim ničim dokazane tvrdnje da imaju sličnu strukturu kao led, on nije dao nikakvo tumačenje prirode ovih jezgara.

Istraživanja nisu pružila nikakve dokaze o prisustvu bilo kakvih jezgara u atmosferi koja bi razlikovala po strukturi i osobinama od običnih jezgara kondenzacije. U poslednje vreme medju naučnicima preovladjuje mišljenje da ledeni kristali nastaju na smrznutim zamecima prehladjenih kapljica. To znači da se proces prelaska vode iz gasovitog u čvrsto stanje dešava prvo u obliku sićušnih vodenih kapljica i tek kada se te prehladjene kapljice smrznu na njima se kao zamecima nastavlja proces sublimacije i obrazuju se ledeni kristali. Prema tome ne mo-

že biti govora o nekim jezgrima sublimacije, nego se smrznute kapljice, zbog svoje uloge u stvaranju ledenih kristala, mogu smatrati jezgrima i zbog toga ih nazivaju jezgra mržnjenja.

Najnovijim istraživanjima fizike oblaka i padavina došlo se do saznanja da se ova jezgra mržnjenja, na kojima dolazi do dalje sublimacije vodene pare pri odredjenim uslovima, a koja još nisu dovoljno proučena, obrazuju spontano. Tako se na primer, zna da do kristalizacije prehladjenih kapljica vode na temperaturi ispod $-20^{o}C$ dolazi i pri njihovim sudarima i spajanjima. Medjutim, ima i drugih uzroka usled kojih dolazi do ove pojave.

Porast ovih zametaka u čvrstom stanju i njihov prelazak u kristale leda veoma različitog oblika je veoma brz, jer je iznad njih maksimalni napon vodene pare manji nego iznad prehladjenih kapljica. Za dalje ukrupnjavanje kristala leda značajan je dodir prehladjenih kapljica sa njima, koji se u turbulentnim i drugim kretanjima u oblacima ostvaruje. Kapljice prehladjene vode u dodiru sa ledenim kristalima trenutno prelaze u čvrsto stanje. Značajno je napomenuti da prehladjene kapljice vode neće preći u čvrsto stanje u dodiru sa drugim predmetima, kako se ranije verovalo da se dešava. Tako je utvrdjeno da do zamrzavanja prehladjenih kapljica na površini aviona ne dolazi zbog mehaničkog udara, već zbog njihovog sudara sa kristalićima leda koji su se obrazovali na njoj. Ovi kristalići leda u obliku iglica obrazuju se usled zamrzavanja veoma tanke opne prehladjene vode kojom je pokriven avion u oblaku.

Ova osobina kristala leda da dovode do mržnjenja prehladjene kapljice vode i do daljeg procesa sublimacije, koristi se danas za veštački uticaj na procese kondenzacije i sublimacije o čemu će se više govoriti u poslednjoj glavi. Na današnjem nivou meteorologije, tj. na osnovu savremenih naučnih saznanja u oblasti fizike oblaka i padavina, moguće je da se avionima, specijalnim raketama i na neke druge načine u atmosferu ubace veštačka jezgra mržnjenja. To se čini u oblacima i maglama da bi se sa ovim aktivnim veštačkim jezgrima izazvala pojačana kondenzacija ili ostvarilo prelaženje prehladjenih kapljica vode u čvrsto stanje. Za te svrhe se koriste hemijski reagensi, kao što su jedinjenja srebra i olova sa jodom, i to srebrojodid (AgJ) i olovojodid (PbJ_2). Njihovi kristali imaju sličnu rešetkastu strukturu sa strukturom kristala leda. Kada se pare ovih jedinjenja ubace u oblak, na njihovim mnogobrojnim ultramikroskopskim kristalima dolazi do kondenzacije, a u dodiru sa njima i do prelaska prehladjenih kapljica u čvrsto stanje kao na kristalima leda.

Takodje se za ove svrhe koristi i ugljena kiselina, koja snižava temperaturu i do $-70^{o}C$, uslovljavajući veoma brzu sublimaciju i mržnjenje u oblaku. Cilj zasejavanja oblaka ovim česticama je da se poveća intenzitet procesa kondenzacije, tj. da se veštački stimulišu oblaci da daju veću količinu padavina. Takodje se raspodelom prehladjenih kapljica vode na ve-

liki broj ovih veštačkih kristala u olujnim oblacima sprečava obrazovanje većih naslaga leda na znatno manjem broju prirodnih kristala leda tj. obrazovanje zrna grada. Veštačkim kristalima može se usloviti i rasturanje magli koje su sastavljene od prehladjenih kapljica vode. Upotrebom nekih hemijskih reagenasa mogu se takodje rasturati oblaci, itd.

Proces sublimacije je u znatnoj meri eksperimentalno proučavan u specijalnim komorama u kojima su dobijane veoma niske temperature. Tim eksperimentima je utvrdjeno da sve do temperature od $-32^{o}C$ vodena para prelazi isključivo u vodene kapljice. Od $-32^{o}C$ do $-41^{o}C$ pojavljuju se osim kapljica i ledeni kristali (oko 2%). Tek ako je temperatura niža od $-41^{o}C$ veći deo vodenih kapljica se mrzne, a istovremeno se obrazuju i ledeni kristali neposrednom sublimacijom.

Iako ovi eksperimenti mnogo govore, do sada nije bilo moguće potpuno dokazati da se isti takvi procesi na isti način odvijaju i u atmosferi. Ispitivanja prehladjenih oblaka i magli idu u prilog gore opisanom toku procesa. Izgleda da se u njima do $-40^{o}C$ prvo obrazuju vodene kapljice i tek njihovim mržnjenjem ledeni kristali. Tek ispod ove temperature moguća je direktna sublimacija, što ipak ne isključuje mogućnost da se i tada ledeni kristali obrazuju posle prolaska vode kroz jednu kratkotrajnu tečnu fazu. Pošto je proces veoma brz ovo se do sada nije moglo potvrditi. Unošenjem u eksperimentalne komore ugljene kiseline, ostvaruje se toliko brz prelazak vodene pare u veliki broj ledenih kristala da nije mogao biti praćen.

Iz svega izloženog može se zaključiti da broj ledenih kristala raste sa snižavanjem temperature. Ovaj zaključak, iako veoma važan, govori da proces sublimacije nije u potpunosti rasvetljen i da njegovo potpuno poznavanje iziskuje još mnoga istraživanja, što se, uostalom, odnosi i na celu oblast fizike oblaka, magli i padavina.

7.3.5. Atmosferski procesi pri kojima dolazi do kondenzacije i sublimacije vodene pare

Na više mesta je istaknuto da vazduh u atmosferskim uslovima i u velikim razmerama najčešće dolazi u stanje zasićenosti i moguće prezasićenosti usled smanjenja maksimalnog napona vodene pare, tj. pada temperature. Do pada temperature vazduha (kako je to uglavnom bilo opisano u Glavi 4) može doći na više načina, i to:

1. hladjenjem od rashladjene Zemljine površine putem molekularnog provodjenja toplote prema njoj;

2. radijacionim hladjenjem posredstvom podloge;

3. mešanjem tople i hladne vazdušne mase u graničnoj zoni; i

4. dinamičkim hladjenjem u toku adijabatskih procesa.

Prvi način dovodjenja vazduha u stanje zasićenosti vodenom parom može se smatrati beznačajnim za atmosferske procese kruženja vode u atmosferi, jer se ograničava na prizemni sloj debljine od svega 1-3 m. Drugi način bi mogao biti veoma važan uzrok zasićenosti i procesa kondenzacije kada bi se radijacijom mogli rashladiti slojevi vazduha znatne debljine. Medjutim, to nije slučaj, pošto se na ovaj način rashladi samo prizemni sloj vazduha, koji i u najpovoljnijim uslovima za veliko efektivno zračenje Zemljine površine nije deblji od nekoliko stotina metara.

Produkti procesa kondenzacije i sublimacije, koji se javljaju kada dodje do stanja zasićenosti vazduha vodenom parom na ova dva načina jesu prizemni hidrometeori i to: magla, rosa, slana, inje i poledica.

Istraživanjima je utvrdjeno da je količina kondenzovane vodene pare u procesima mešanja toplog i hladnog vazduha neznatna, pa se zato ovaj proces ne može nikako smatrati primarnim u obrazovanju oblaka i padavina. Može se reći da ovaj proces daje povod za kondenzaciju manjeg intenziteta, koja ne dovodi do stvaranja padavina već samo oblaka i magli. Da bi i do toga došlo potrebno je da vazdušne mase koje se mešaju imaju veliku razliku u temperaturi i relativnu vlažnost blizu stanja zasićenosti.

Iz svega ovoga proizilazi da je glavni proces dovodjenja vazduha u stanje zasićenosti -proces adijabatskog hladjenja. Kao što je poznato, u ovim procesima učestvuju vazdušne mase velikih razmera u horizontalnom i u vertikalnom pravcu, pa prema tome oblaci i intenzivne padavine koji se tada javljaju zahvataju velike površine.

7.4. MAGLE I OBLACI

Sićušne, golim okom pojedinačno nevidljive kapljice vode i kristali leda, nastali u toku procesa kondenzacije i sublimacije, koje grupisane u velikom broju lebde u atmosferi, javljaju se u dva oblika, i to kao magle i oblaci.

Ovo slobodno lebdenje kapljica vode i kristala leda, koje se ostvaruje i pored toga

što je voda 800 puta gušća od vazduha, moguće je baš zahvaljujući njihovim mikroskopskim, pa čak i ultramikroskopskim dimenzijama. Naime, gravitacionom padanju kapljica ili ledenih kristala vazduh se suprotstavlja silom koja je proporcionalna brzini padanja, a koja zavisi od njihove veličine. Pošto su one tako sićušne i brzina padanja im je veoma mala, otpor vazduha je dovoljan da ih održi u lebdećem položaju, tj. da održava ravnotežu sa silom Zemljine teže. Svakako da se to ne odnosi na uvećane kapljice vode i kristale leda u oblaku koji imaju takve dimenzije, pa prema tome i takvu brzinu padanja, kojom savladavaju silu suprotstavljanja vazduha. To su već elementi padavina i oni se još neko vreme mogu zadržati u oblaku, ukoliko su zahvaćeni uzlaznim strujanjima dovoljne brzine. Ukoliko nije tako oni ispadaju iz oblaka prema Zemljinoj površini kao padavine.

Magle i oblaci su po svojoj mikrofizičkoj strukturi iste pojave, a razlikuju se samo po mestu i uzrocima postanka. Magle nastaju kondenzacijom ili sublimacijom u prizemnom sloju vazduha, i to pri tihom vremenu ili pri slabim strujanjima. Oblaci najčešće nastaju pri burnijim procesima kondenzacije i sublimacije na nekoj visini, i to kada se vazduh dinamički hladi u često jakim uzlaznim strujanjima vazduha.

Da bi se utvrdilo da su magle i oblaci iste tvorevine po sastavu ne mora se vršiti posebna analiza njihove mikrofizičke strukture, već se do tog zaključka može doći i običnim osmatranjem ovih pojava. Tako npr. kada se u višim planinskim predelima nadjemo u oblaku imaćemo sasvim odredjen utisak da smo u magli, dok smo tu istu pojavu smatrali oblakom posmatrajući je iz podnožja te planine. Ipak takvo vizuelno saznanje nije dovoljno da bismo bili upoznati sa prirodom ovih osnovnih produkata procesa kondenzacije i sublimacije, a ono je neophodno za puno razumevanje ciklusa kruženja vode u sistemu atmosfera - Zemljina površina. Zbog toga će se njihovoj mikrofizičkoj strukturi, uzrocima postanka i drugim osobinama u ovom paragrafu posvetiti dovoljno pažnje, koliko to, naravno, dozvoljava udžbenik ovakve vrste i namene.

7.4.1. Sastav oblaka i magli

Oblaci i magle su sastavljeni od sićušnih kapljica vode (vodeni oblaci i magle) ili kristala leda (ledeni oblaci i magle), a mogu predstavljati i skup jednih i drugih čestica, tj. mogu biti mešovitog sastava (mešoviti oblaci i magle). U ovom poslednjem slučaju može da bude sastavljen od pomešanih kapljica vode i kristala leda i samo jedan deo oblaka ili magli, dok je sav ostali deo homogenog sastava.

Istraživanjima je utvrdjeno da se u umerenim geografskim širinama, pa prema tome

i u našoj zemlji, javljaju podjednako često sve ove tri vrste oblaka. Od ledenih kristala su isključivo sastavljeni samo najviši oblaci ili njihovi najviši delovi koji se nalaze u slojevima sa veoma niskim temperaturama. Niski oblaci i magle su pretežno sastavljeni od kapljica. Isključivo kristalast sastav ovi oblaci mogu imati jedino u polarnim predelima, gde i u najnižem sloju troposfere vladaju veoma niske temperature na kojima dolazi samo do sublimacije ili kristalizacije.

Laboratorijska istraživanja u specijalnim komorama, u kojima se veštački izazivaju procesi kondenzacije i sublimacije, kao i istraživanja u samim oblacima i maglama, pokazala su da su dimenzije njihovih sićušnih sastavnih elemenata mikroskopske, pa čak ultramikroskopske. Tako je utvrdjeno da je spektar kapljica veoma veliki i da koleba u širokim granicama zavisno od razvoja oblaka i magli i od njihovih vrsta. U oblacima, u početku kondenzacije prečnik kapljica je 2-50 μ. U toj fazi razvoja one su toliko sićušne da ih nazivaju zamecima kapljica vode, a njihov položaj u atmosferi skoro uopšte ne zavisi od Zemljine teže već samo od molekularno-kinetičkog kretanja. U daljoj fazi razvoja kapljice se povećavaju i prečnik im se kreće od 50 do 200 μ i tada već počinju da padaju u vidu sipljenja. Da bi dostigle fazu kišnih kapi, one treba da dostignu prečnik od 0,5 do 5,0 mm.

Kapljice magle su još sitnije. Prečnik im se uglavnom na pozitivnoj temperaturi kreće od 7 do 15 μ, a na negativnoj od 2 do 5 μ. Medjutim, on može da bude manji od 1 μ, pa čak i da iznosi svega 0,2-0,5 μ.

Ukoliko se radi o kristalima leda, njihove dimenzije su u proseku veće od kapljica. Prečnik im je 10-20 μ, a može dostići i više stotina mikrona.

Iz napred navedenog može se zaključiti da je dijapazon dimenzija kapljica i kristala leda u oblacima veoma veliki. To je slučaj čak i u jednoj istoj vrsti oblaka. Ovo je sasvim razumljivo kada se zna da oblak nije postojana tvorevina, već naprotiv veoma promenljiva. Za oblak se kaže da se nalazi u procesu neprekidnog stvaranja i iščezavanja, jer dok mu se jedne kapljice ili kristali leda smanjuju ili nestaju zbog isparavanja ili ispadanja, druge se obrazuju ili povećavaju.

Uvek u početku svog razvoja, kao što je napomenuto napred, oblak je sastavljen od veoma sićušnih kapljica i to ujednačenih dimenzija. Sa daljim razvojem kapljice su sve krupnije, a spektar njihovih dimenzija se proširuje.

Kada je oblak u poslednjem stadijumu svog života, tj. kada počinje da iščezava, zbog isparavanja kapljice u njemu imaju opet veoma male dimenzije.

U svakom oblaku dimenzije kapljica se povećavaju od njegove osnovice prema vrhu, ispod koga dostižu maksimum. Najmanje dimenzije kapljice uopšte imaju u perifernim i donjim delovima oblaka zbog isparavanja prema okolnoj nezasićenoj atmosferi, o čemu će se više govoriti u podparagrafu 7.4.3 (Fizičko-meteorološki procesi obrazovanja oblaka-konvektivni oblaci).

Kristali leda imaju, uz veoma različite dimenzije i veoma različit oblik, koji najviše zavisi od temperature vazduha. Prema savremenom engleskom naučniku Mejsnu (J. Mason), koji je posebno ispitivao procese kristalizacije u oblacima, oblik kristala leda se menja zavisno od temperature vazduha na način koji je prikazan na slici 96.

Može se reći da je osnovni oblik ovih čvrstih sastavnih elemenata oblaka, koji se javlja kada proces sublimacije teče sporo i tiho, šestostrana prizma i šestostrana pločica. Ovi oblici se smatraju punim kristalima leda, što se ne može reći za druge oblike, kao što su npr. iglice. Oni su najrasprostranjeniji i od njih su najčešće sastavljeni tzv. visoki oblaci.

Kada za to postoje uslovi na uglovima tih šestostranih kristala leda nastavlja se proces sublimacije i obrazuju se veoma složeni i lepi oblici snežnih pahuljica u obliku razgranatih šestostranih zvezdica.

TEMPERATURA	OBLIK KRISTALA LEDA
0°do -3°	PLOČICE
-3°do -5°	IGLICE
-5°do -8°	PRIZME
-8°do -12°	PLOČICE
-12°do -16°	ZVEZDICE
-16°do -25°	PLOČICE
-25°do -50°	PRIZME

Slika 96.- Osnovni oblici kristala leda u zavisnosti od temperature u oblacima (po Mejsnu).

Na slikama 97 i 98 prikazani su uvećani snimci kapljica vode, odnosno neki oblici kristala leda u oblacima.

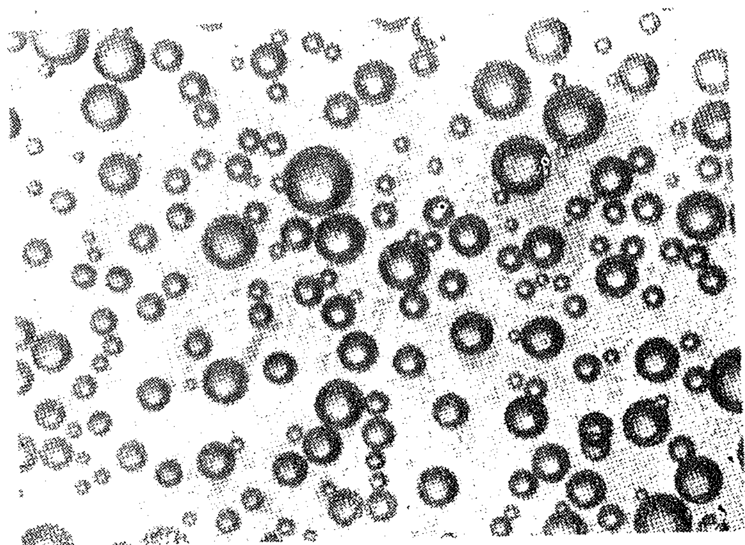
Najnovija istraživanja, koja su pomoću aviona vršena u samim oblacima, ukazuju da su oni:

- na temperaturi vazduha iznad 0°C sastavljeni isključivo od kapljica vode, a ponekad i od pahuljica koje tu dospevaju iz hladnijih viših slojeva oblaka i koje se tope;

- na temperaturi vazduha ispod 0°C, do -12°, -17°, sastavljeni su pretežno od prehladjenih kapljica vode, a tek ispod ovih temperatura u njima preovladavaju kristali leda; i

- tek na temperaturi ispod -30°C sastavljeni su isključivo od kristala leda i smr-

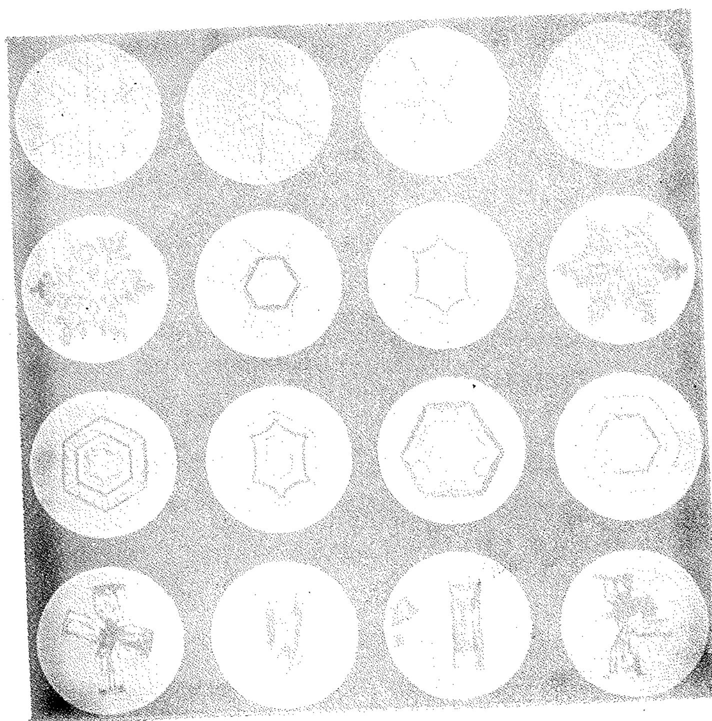
znutih kapljica vode, mada su ove poslednje u prehladjenom stanju u manjem broju osmotrene i do $-40^{\circ}C$.



Slika 97.- Mikroskopski snimak kapljica vode u oblacima i maglama (uvećanje 500 puta)

S obzirom da su neki oblaci, o kojima će se govoriti u ovom paragrafu, veoma mnogo razvijeni u vertikalnom pravcu, u njima se istovremeno javljaju sva tri opisana sastava elementarnih čestica. Njihov donji deo se sastoji od kapljica vode, a preko srednjeg prelaznog sloja, u kome se istovremeno nalaze prehladjene kapljice vode i kristali leda, ulazi se u gornji deo koji je isključivo kristalaste strukture.

Broj kapljica vode i kristala leda, tj. njihova koncentracija u oblacima i maglama, od čega zavisi gustina ovih pojava kondenzovane ili sublimirane vodene pare, veoma je različit.



Slika 98.- Snimak nekih oblika kristala leda u oblacima (uvećanje 10-15 puta)

U vodenim oblacima i maglama broj kapljica iznosi 100-1 000/cm^3. U nekim niskim slojastim oblacima i maglama, u kojima su procesi kondenzacije spori i tihi, broj ultramikroskopskih kapljica vode, od kojih su oni pretežno sastavljeni , može biti i veći od 1 000/cm^3, pa čak može dostići 1 500/cm^3. U oblacima koji nastaju u burnim procesima kondenzacije, kada su uzlazna strujanja vazduha veoma jaka, kapljice su krupnije i njihov broj je mnogo manji. Kreće se od 100 do 400/cm^3 a ponekad nije veći od 40 - 50/cm^3.

U čisto ledenim oblacima, koji se javljaju uglavnom iznad visine od 5 km, izuzev u polarnim predelima gde (kao što je već napomenuto) oblaci takvog sastava mogu biti i znatno niži, broj kristala leda je mali. Ima ih 0,01 - 1,0/cm^3 i zbog toga su ti oblaci najčešće veoma tanki i prozračni. U visokim ledenim oblacima, gde je broj kristala izrazito mali, često se u nekoliko cm^3 nalazi samo po jedan ledeni kristal.

Od broja kapljica vode i kristala leda u jedinici zapremine zavisi tzv. vodnost oblaka i magli, pod čime se podrazumeva količina vode u tečnom ili čvrstom stanju izražena u gramima po m^3 njihove zapremine. Ona kod različitih vrsta oblaka i magli i u različitim vremenskim situacijama, koje više ili manje pogoduju procesima kondenzacije i sublimacije, koleba u veoma širokim granicama.

Vodnost vodenih oblaka iznosi 0,3 - 5,0 g/m^3. U onim koji su sastavljeni od najsitnijih kapljica ona ne prelazi 1 g/m^3, a najčešće je izmedju 0,2 i 0,4 g/m^3. U oblacima koji se odlikuju burnim procesima kondenzacije vodnost se kreće od 2 do 5 g/m^3. Vodnost ledenih oblaka ne prelazi 0,01 - 0,1 g/m^3, a u mešovitim oblacima se uglavnom kreće od 0,2-0,3 g/m^3.

Pod vodnošću oblaka (W), kao što se može zaključiti iz prednjeg, podrazumeva se količina vode u tečnom ili čvrstom stanju u jedinici njegove zapremine, izražena u gramima (W=g/m^3). Ova veličina nesumnjivo predstavlja jednu od značajnih karakteristika oblaka.

Vodnost oblaka zavisi od mnogih činilaca kao što su: temperatura i vertikalni gradijent temperature unutar njega, zatim vrsta oblaka i termodinamički uslovi njihovog razvoja. Prema tome, pošto su navedeni činioci u prostoru veoma promenljivi i vodnost oblaka u vertikalnom i horizontalnom pravcu se mnogo menja, i to na neznatnim rastojanjima. Prema direktnim merenjima, koja su u mnogim zemljama vršena pomoću specijalnih meteoroloških aviona-laboratorija u samim oblacima, vodnost se ponekad menja i po nekoliko puta na rastojanju od nekoliko stotina metara. Ova istraživanja su pokazala i da je vodnost oblaka tim veća što je temperatura u njima viša. Medjutim, to se ne odnosi i na najniže, pa prema tome i najtoplije delove oblaka koji po pravilu, zbog isparavanja i ispadanja kapljica, imaju najmanju vodnost.

7.4.2. Magle

Skup lebdećih mikroskopski sićušnih kapljica vode ili ledenih kristala koji smanjuju horizontalnu vidljivost[*] u najnižem (prizemnom) sloju vazduha na 1 km i manje, naziva se magla. S obzirom na njen mikrofizički sastav za maglu se može reći da je oblak čija se donja baza nalazi na Zemljinoj površini. Ona kao meteorološka pojava, spada u grupu hidrometeora. Zavisno od stepena smanjenja prozračnosti prizemnog sloja vazduha u kome se javlja, tj. od smanjenja horizontalne vidljivosti, magle se mogu podeliti na:

veoma guste - vidljivost < 50 m;

guste - vidljivost 50 - 200 m;

umerene - vidljivost 200 - 500 m;

slabe - vidljivost 500 - 1 000 m.

U najgušćim maglama broj kapljica vode je 400 - 600 /cm^3 pa i više, a u najslabijim nije veći od 1 - 10/cm^3.

Ukoliko je zbog prisustva kapljica vode ili ledenih kristala horizontalna vidljivost smanjena ispod 10 km, ali je veća od 1 km, takva meteorološka pojava se naziva sumaglica. Gustina i veličina kapljica ili ledenih kristala u tom hidrometeoru je manja nego kod magle. Prečnik kapljica je oko 0,1 μ.

Sumaglica se retko javlja kao samostalna pojava. Obično predstavlja samo kratkotrajnu fazu u procesu stvaranja ili iščezavanja magle. U prvom slučaju sumaglica se javlja u početku kondenzacionih procesa, kada su broj i veličina mikroskopski sićušnih kapljica vode ili ledenih kristala veoma mali. Daljom kondenzacijom, ukoliko za to postoje uslovi, broj i veličina ovih elementarnih produkata kondenzacije, odnosno sublimacije raste. Zbog toga se vidljivost dalje smanjuje, i kada opadne ispod 1 km sumaglica prelazi u maglu. Ona se javlja i kada se broj i veličina kapljica vode ili ledenih kristala smanjuju usled isparavanja, pa ona predstavlja jednu relativno kratku fazu pre konačnog iščezavanja magle.

Sumaglica ne samo da smanjuje horizontalnu vidljivost, već čini konture raznih vidljivih objekata na Zemljinoj površini nejasnim. Ukoliko su kapljice ili ledeni kristali sumaglice manji od talasnih dužina Sunčevih zrakova u vidljivom delu spektra, tj. ako imaju prečnik od desetih delova mikrona ($r < 1\ \mu$), udaljeni predmeti za vreme trajanja ove pojave će imati plavkast oreol. Udaljeni beli ili svetleći objekti, kao što su: Sunčev disk, oblaci i snegom pokrivene planine, za vreme sumaglice dobijaju žutu ili narandžastu ivicu. Takva zamućenost atmosfere zove se opalascentna[**].

---

[*] Pod meteorološkom horizontalnom vidljivošću podrazumeva se daljina jasne vidljivosti tamnog predmeta sa razmerama uglova ne manjim od 0,3°, a koji se projektuju na fonu neba.

[**] Pod opalascentnom zamućenošću atmosfere podrazumeva se zamućenost koja nastaja rasipanjem (difuznom refleksijom) svetlosnih zrakova na molekulima vazduha, čvrstim česticama, kapljicama vode i ledenim kristalima, čije su razmere slične razmerama tih zrakova.

Kada su kapljice vode ili ledeni kristali krupniji, sumaglica je beličasta, pa čak i siva.

Smanjenje prozračnosti atmosfere može nastupiti i usled prisustva velikog broja čvrstih atmosferskih pridodataka izvanredno malih dimenzija. Ova pojava, izuzev što smanjuje horizontalnu vidljivost i uslovljava ponekad opalascenciju, nema sličnosti sa maglom i sumaglicom, o čemu govori i njen sastav. Naziva se suva sumaglica ili čadjavina. Najčešće se javlja u većim gradskim i industrijskim područjima, a takodje i u oblastima koje zahvate peščane i prašinske oluje kao i šumski i drugi veliki požari.

Magla i sumaglica se obrazuju usled kondenzacije ili sublimacije u prizemnom sloju vazduha, koji je postao zasićen ili još bolje prezasićen vodenom parom na jedan od napred opisanih načina. Najčešće je u pitanju radijaciono hladjenje ili hladjenje toplijeg vazduha koji se kreće iznad hladnijeg dela Zemljine površine. Medjutim, uzrok pojave magle u nekim slučajevima može biti i dinamičko hladjenje u toku adijabatskih procesa, mešanje toplog i hladnog vazduha, a takodje i povećanje relativne vlažnosti usled isparavanja tople površine u hladni vazduh.

Kao što je već istaknuto u uvodu ovog poglavlja magla i sumaglica mogu se javiti i pri relativnoj vlažnosti vazduha (U) manjoj od 100%. Do toga najčešće dolazi u industrijskim i gradskim područjima, gde postoji velika koncentracija higroskopnih kondenzacionih jezgara, koja omogućava kondenzaciju na relativnoj vlažnosti 80-95%. Na još nižoj relativnoj vlažnosti (U = 70-80%) do pojave magle ili sumaglice može doći samo na veoma niskim temperaturama vazduha, ispod $-30^{o}C$. To je moguće jer je na tim temperaturama maksimalni parni napon iznad kristala leda znatno manji nego u okolnom vazduhu, tj. iznad vode.

Do iščezavanja, tj. rasturanja magle i sumaglice, kako se ovaj proces često naziva, dolazi usled zagrevanja vazduha i njegovog turbulentnog mešanja u periodu insolacije. Jak vetar, koji uslovljava pojačano mehaničko turbulentno mešanje nižeg hladnijeg i vlažnijeg sa višim toplijim i suvljim vazduhom, takodje je uzrok rasturanja magli, a onemogućava i njihovo stvaranje. U svim ovim slučajevima relativna vlažnost sloja sa maglom se smanjuje i kapljice vode ili ledeni kristali isparavaju.

Vrste, uzroci i najvažnije fizičko-meteorološke osobine magli

Samo na osnovu već spominjanih fizičkih uzroka koji dovode vazduh u stanje zasićenosti vodenom parom, magle se mogu podeliti na magle hladjenja i magle isparavanja. Pošto je proces dovodjenja vazduha u stanje zasićenosti usled povećanja količine vodene pare veoma spor i ograničen, kako u vertikalnom tako i u horizontalnom pravcu, može se reći da magle hladjenja preovladjuju.

Na osnovu fizičko-meteoroloških uzroka koji dovode do kondenzacije ili sublimacije vodene pare u prizemnom sloju vazduha, magle se mogu podeliti na četiri osnovna tipa, i to na: radijacione, advektivne, frontalne i padinske magle. Njihove karakteristike i uzroci postanka su sledeći:

RADIJACIONE MAGLE su najrasprostranjenije i najčešće, ali su pretežno kopnena pojava. Iznad vodenih površina se ne obrazuju, s obzirom da se te površine radijaciono sporo i slabo hlade, pa čak iznad njih noću postoji konvekcija pošto su tada toplije od vazduha.

Magle ovog tipa se pretežno javljaju u hladnijem delu godine. Najpogodniji vremenski uslovi za njihovo obrazovanje su vedre noći sa slabim vetrom (1-2 m/sec), jer je tada efektivno zračenje Zemljine površine najveće, a slaba turbulencija doprinosi hladjenju vazduha do veće visine nego pri tihom vremenu.

Radijacione magle mogu se podeliti u dve grupe, i to na prizemne i visoke.

Prizemne radijacione magle su izrazito lokalne pojave. Prvenstveno se obrazuju u vazduhu koji se nalazi iznad podloge koja ima mali koeficijenat toplotne provodljivosti (λ) i mali zapreminski toplotni kapacitet (C_v), zbog čega se ona i vazduh iznad nje hlade radijacijom brzo i jako.

Posebno povoljni uslovi za pojavu prizemne radijacione magle javljaju se u vedrim noćima posle kiše, kada je vazduh veoma vlažan. S obzirom na pojavu jezera hladnog vazduha, najveća čestina, gustina, i debljina prizemnih radijacionih magli susreću se u konkavnim oblicima zemljišta-kotlinama i dolinama (slika 99).

Iz prednjeg se može zaključiti da su ove magle veoma tesno povezane sa pojavom prizemnih radijacionih inverzija, tj. da je njihovo javljanje siguran znak postojanja pozitivnog vertikalnog gradijenta temperature vazduha u prizemnom sloju vazduha. Gornja granica prizemnih radijacionih magli nikad ne prelazi gornju granicu inverzionog sloja. To ukazuje da su magle ovog tipa relativno neznatne debljine. Visina im se kreće od nekoliko metara do 100 m, a retko i do nekoliko stotina metara.

Kada postoje najidealniji uslovi za obrazovanje prizemnih radijacionih magli, one se javljaju još u prvoj polovini noći, a debljina i gustina im se mogu znatno povećati do jutra.

Ukoliko su noći kratke ove magle u toku perioda insolacije veoma brzo iščezavaju, i to najčešće u prvim jutarnjim časovima. U kratkom i tihom zimskom danu prizemne radijacione magle se mogu zadržati u celom insolacionom periodu i svake sledeće noći postajati sve gušće i

zahvatati sve deblji sloj. Do rasturanja takvih magli može doći tek kada se pojačaju horizontalna i vertikalna strujanja pod uticajem nekog atmosferskog poremećaja.



Slika 99.- Prizemna radijaciona magla u konkavnim oblicima zemljišta (iz "Biltena SMO")

Visoke radijacione magle se u većini slučajeva obrazuju ispod visinskih inverzionih slojeva u anticiklonima, gde su koncentracije higroskopnih čestica i relativna vlažnost povećani u odnosu na niže i više slojeve vazduha. Higroskopne čestice, koje su donete turbulentnim kretanjima vazduha i sprečene inverzijom spuštanja da odlaze u više slojeve, obrazuju aktivni sloj koji snižava temperaturu okolnog vazduha, intenzivno se hladeći izračivanjem. Ukoliko se u tom sloju vazduha nalazi i dovoljno vodene pare, što se najčešće obezbedjuje turbulentnim prenosom iz nižih slojeva, doći će do stanja zasićenosti i kondenzacije ili sublimacije, tj. obrazovaće se visinska magla.

Za razliku od prizemne radijacione magle, koja se obrazuje prvo iznad same Zemljine površine, a zatim se širi uvis, visoka radijaciona magla se obrazuje prvo ispod visinske inverzije, a zatim se širi prema Zemljinoj površini. Zbog toga gustina ove prve radijacione magle se smanjuje, a druge raste sa povećanjem visine. U povoljnim uslovima, visoke radijacione magle kada su dugotrajne, mogu se proširiti do Zemljine površine, obrazujući moćan sloj debljine i do 2 km.

Visoke radijacione magle mogu se obrazovati i onda kada topliji vazduh sporo struji iznad plitkog sloja hladnog vazduha. To je najizraženije zimi kada topli vazduh okeanskog porekla struji iznad snegom pokrivenog kopna, tj. iznad tankog sloja hladnog vazduha (debljine 100-200 m). To je tanak sloj magle koji se obrazuje u graničnom sloju izmedju ovih termički različitih vazdušnih masa u kome se one mešaju. Daljim radijacionim hladjenjem ovako obrazovana visoka radijaciona magla može dostići znatnu debljinu.

Visoke radijacione magle zahvataju obično veliku površinu, bez razlike da li se radi o kopnu ili moru. Nasuprot prizemnoj radijacionoj magli, one su veoma dugotrajne i mogu se u stabilnoj vremenskoj situaciji zadržati i više dana. Njihovo rasturanje može usloviti samo neki atmosferski poremećaj većih razmera. Ovaj tip magli je u stvari niski oblak roda Stratus o kome će se kasnije još govoriti.

Svi ostali tipovi magle o kojima će se nadalje govoriti, pojačavaju se radijacionim hladjenjem i zbog toga, kao i radijacione magle, dostižu najveću gustinu i debljinu noću.

ADVEKTIVNE MAGLE se mogu obrazovati i pri jačim vetrovima, ali su najčešće i najgušće kada im je brzina umerena (2 - 7 m/sec). Nastaju u prizemnom sloju toplog vazduha kada se on kreće iznad hladne površine ili u prizemnom sloju hladnog vazduha kada se on kreće iznad tople površine. Zavisno od toga ove magle se dele na advektivne magle toplog i advektivne magle hladnog vazduha.

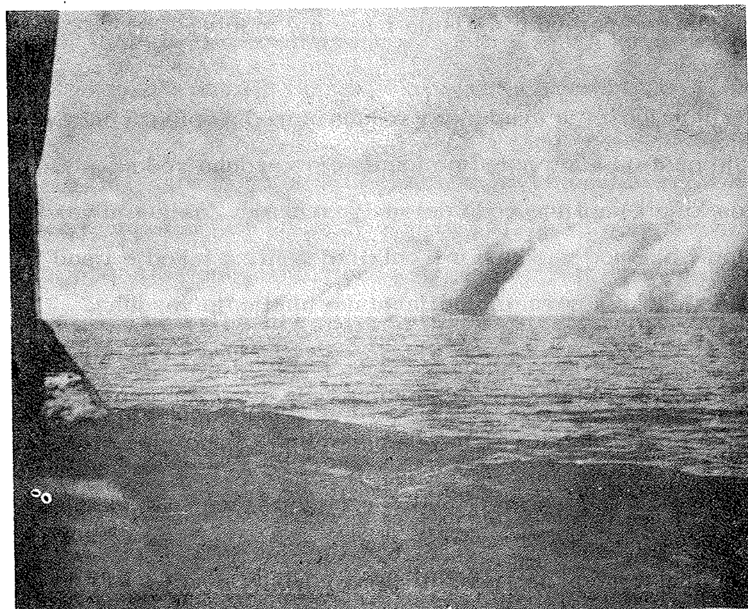
Advektivne magle toplog vazduha obrazuju se u toploj vazdušnoj masi koja zimi dolazi iz manjih geografskih širina ili sa okeana na hladno kopno, ili koja leti prelazi sa toplog kopna na hladniji okean. U prvom slučaju one su najgušće, mogu zahvatati veoma prostrane oblasti i dostižu debljinu od više stotina metara, tj. mogu se prostirati sve do gornje granice advektivne inverzije (slika 100). Advektivne magle toplog i suvog kontinentalnog vazduha su plitke i manje guste. Obrazuju se pretežno u uskom priobalnom pojasu u proleće i leti, retko zahvatajući samu obalu. Takav tip magle javlja se najčešće uz obalu Kalifornije, Skandinavskog poluostrva, severne obale SSSR i svuda gde protiču hladne okeanske struje.



Slika 100.- Pogled sa planine na niže ležeći sloj advektivne magle toplog vazduha (iz knjige "Meteorology" od W.L.Donn-a)

Tipu advektivnih magli toplog vazduha pripadaju i tzv. morske magle koje se obrazuju na otvorenim morima i okeanima (slika 101). One nastaju hladjenjem vazduha poreklom sa toplijih delova mora i okeana, koji se kreće iznad hladne morske površine. Naročito pogodne oblasti za njihovu pojavu i istovremeno dugo trajanje, jesu delovi okeana gde u neposrednoj blizini teku hladne i tople okeanske struje. Zbog toga su veoma guste, česte i dugotrajne morske magle, koje predstavljaju veliku opasnost za plovidbu, one koje se javljaju u blizini Njufaundlenda, gde se susreću hladna Labradorska i topla Golfska struja. Slični uslovi vladaju u području

Ohotskog i Japanskog mora, gde se susreću hladna Ojašio i topla Kurošio struja.



Slika 101.- Banci morske magle u blizini Njufaundlenda

Advektivne magle hladnog vazduha obrazuju se u prizemnom sloju hladnog vazduha koji se kreće iznad toplih isparavajućih površina, kao što su mora, jezera, reke, močvare, bare i vlažna zemljišta. U Severnom ledenom okeanu one se obrazuju iznad otvorenih površina, iznad kojih se kreće veoma hladan vazduh poreklom sa okružavajućeg leda.

Magle ovog tipa su najčešće u jesen i zimi. Tada vodena para koju isparavaju tople površine veoma brzo zasiti hladan vazduh, čija se temperatura nalazi blizu temperature tačke rose. To se dešava i pored toga što se najniži sloj tog vazduha nešto zagreje od tople isparavajuće površine. Termička konvekcija koja se tada javi ograničena je na najplići sloj, a iznad njega se zadržava advektivna inverzija koja je nastala prethodnim hladjenjem te vazdušne mase iznad hladne podloge. Ta inverzija zadržava vodenu paru, što takodje doprinosi brzom zasićenju niže ležećeg plitkog sloja vazduha, pa prema tome i pojavi magle.

Kada počne kondenzacija ili sublimacija u hladnom vazduhu dobija se utisak da se isparavajuća površina puši, jer se magla tada javlja u pramenovima i manjim bancima i najčešće ne prelazi visinu čoveka.

Advektivne magle hladnog vazduha mogu se iznad vodenih površina javiti u toku celog dana. Iznad vlažnog zemljišta to je moguće samo u periodu insolacije kada je ono toplije od višeležećeg vazduha. Noću, kada je vlažno zemljište hladnije od vazduha, može se iznad njega

javiti samo prizemna radijaciona magla.

Zbog načina postanka advektivne magle hladnog vazduha ponekad nazivaju i magle isparavanja, a zbog najčešćeg perioda javljanja i jesenje magle.

FRONTALNE MAGLE nastaju najčešće u hladnom vazduhu ispred toplog fronta. To su u stvari predfrontalne magle, koje nastaju kao posledica zasićenja vazduha vodenom parom u zoni ispred linije fronta, u kojoj pada kiša i kapljice vode delom isparavaju. Zasićenju vazduha vodenom parom doprinosi i mešanje toplog i hladnog vazduha u frontalnoj zoni, a takodje i pad vazdušnog pritiska ispred linije fronta, koji uslovljava neznatno adijabatsko hladjenje vazduha.

PADINSKE MAGLE se obrazuju na planinskim padinama kada se vazduh na njima sporo uzdiže i adijabatski hladi. Javljaju se najčešće u većim pramenovima i bancima, koji se polako kreću pod uticajem slabijih vazdušnih strujanja.

U posebnu grupu mogu se izdvojiti tzv. gradske magle, i to ne zbog posebnih uzroka postanka, već zbog njihovog sastava i izgleda. One su obično radijacionog porekla. Obrazuju se u toku vedrih i tihih noći u gradskim i industrijskim područjima i njihovoj bližoj okolini. Odlikuju se (zbog inverzione promene temperature vazduha) velikom koncentracijom raznih gasovitih jedinjenja i čestica sagorevanja. Zbog toga, za razliku od magli vangradskih područja, imaju beličasto-sivu ili čak prljavožutu boju. Veoma su guste i, ukoliko stabilno inverziono stanje atmosfere potraje, gustina im se povećava, a sa njom i koncentracija atmosferskih pridodataka. Tada mogu biti veoma štetne po zdravlje ljudi, pa čak mogu izazvati i teža oboljenja pa i smrtne slučajeve kod onih koji imaju bolesno srce, krvotok i disajne organe.

Nekada su London, Los Andjelos i još nekoliko jako razvijenih urbano-industrijskih područja bili pojam velike zagadjenosti vazduha i velike čestine otrovnih magli, koje su zbog svog sastava nazvane smog, od engleskih reči smoke - dim i fog-magla. Neki od njih su, kao npr. London, zahvaljujući merama zaštite vazduha od zagadjenja u poslednjoj deceniji popravili svoju životnu sredinu i smanjili čestinu smoga i njegovu zatrovanost. Medjutim, u istom periodu, usled naglog industrijskog razvoja i povećanja naseljenosti, mnogi gradovi u svetu su počeli da se odlikuju povećanom čestinom otrovnog smoga. Takvoj nepovoljnoj izmeni prirodnih uslova nisu mogli da izbegnu ni mnogi naši gradovi. To je naročito izraženo u Ljubljani i Sarajevu, koji su se zbog kotlinskih uslova i ranije odlikovali velikom čestinom magli. Medjutim, u sadašnjem periodu čestina magli je još veća, a dobile su i izraziti karakter smoga.

Prema dosadašnjim istraživanjima u mnogim zemljama je utvrdjeno da je čestina

magli u gradskim područjima nekoliko puta veća nego u vangradskim. Koliki je uticaj atmosferskih pridodataka koji potiču od procesa sagorevanja na njihovu čestinu javljanja pokazuje i podatak da se zimi u jutarnjim časovima, kada počne loženje, magla često i naglo javi i u manjim naseljima, pa i selima. O ulozi ovih izuzetno higroskopnih jezgara kondenzacije veštačkog porekla govori i činjenica da se i magle ostalih tipova pojačavaju u blizini naseljenih i industrijskih oblasti.

Na kraju je značajno istaći neke zajedničke osobine navedenih tipova magli. U prvom redu to se odnosi na pojavu da se posle Sunčevog izlaska magla veoma često pojača i tek kasnije počinje da slabi pod uticajem insolacionog zagrevanja, što se tumači uticajem Sunčevog ultraljubičastog zračenja. Ono uslovljava hemijske procese u vazduhu koji imaju za posledicu povećanje broja higroskopnih kondenzacionih jezgara i time privremeno intenziviranje procesa kondenzacije. Kao što je poznato iz uvodnog dela ove glave (kada se govorilo o kondenzacionim jezgrima), to se u prvom redu odnosi na sumporna jedinjenja ($SO_2 + O = SO_3$). Zbog toga je ova pojava posebno izražena u gradskim i industrijskim područjima.

Druga značajna osobina svih tipova magli je nepovoljan uticaj snežnog pokrivača na njihovo obrazovanje na nekim temperaturama vazduha. Razlog tome je manji maksimalni napon vodene pare (E) kojom se, kao što je poznato, odlikuje voda u čvrstom stanju, a koji ima za posledicu da se sublimacija vodene pare često vrši na površini snežnog pokrivača, a ne u vazduhu. Tako je na primer, pri temperaturi vazduha od $-10^{\circ}C$, E nad vodom 2,87 mb, a nad ledom 2,60 mb. To znači, da kada je u vazduhu relativna vlažnost na ovoj temperaturi 91% nad ledom vlada zasićenje i vodena para prelazi u čvrsto stanje na samoj površini snežnog pokrivača. Ako se magla obrazovala iznad snegom nepokrivene površine, kada zajedno sa vazduhom koji se kreće naidje na snežni pokrivač ona će slabiti ili čak iščezavati, jer će se kapljice prehladjene vode smrzavati na njegovoj površini. Medjutim, ako je termička razlika izmedju površine snega i vazduha velika i ako se ovaj brzo i jako hladi, magla se u tom slučaju može zadržati, pa čak i pojačati.

Napred opisani nepovoljni uslovi za obrazovanje magle iznad snežnog i ledenog pokrivača postoje na temperaturi vazduha izmedju -8° i $-16^{\circ}C$. Iznad ove temperature vazduha uslovi su povoljniji, a naročito kada je ona izmedju 5° i $-5^{\circ}C$. Tada je $E_I \approx E_V$, a hladjenje vazduha od snega i leda stvara veoma povoljne uslove za obrazovanje magli. Na temperaturi ispod $-16^{\circ}C$ magle se mogu ponovo javiti, jer su tada pretežno sastavljene od kristala leda, te izmedju njih i snežne površine nema razlike u vrednostima maksimalnog napona vodene pare.

Raspodela magli u prostoru i vremenu

S obzirom na uticaj niza činilaca na obrazovanje i rasturanje magli, uključujući

tu i one lokalnih razmera, veoma je teško prikazati njihovu geografsku raspodelu. Zbog toga se o geografskoj raspodeli magli, posmatrajući Zemljinu površinu u celini, može govoriti samo u opštim crtama.

Čestina magli raste sa povećanjem geografske širine. Medjutim, ipak je u suvim tropskim predelima, a naročito u unutrašnjosti kontinenata, mnogo redja nego u vlažnom ekvatorijalnom pojasu.

Najveću čestinu magli, prosečno u osamdeset i više dana godišnje, imaju Arktik, zatim okeanska zona oko Njufaundlenda i Kamčatke. U svim ovim oblastima radi se o advektivnim maglama toplog i hladnog vazduha. Takodje su veoma česte magle advektivnog porekla u područjima uticaja hladnih okeanskih struja, kao npr. u obalnim područjima gde protiče hladna Kalifornijska, Kanarska, Humboltova i Benguela struja. U svim ovim zonama uticaja hladnih okeanskih struja magla se javlja prosečno godišnje i preko 40 dana, a u zoni uticaja dve poslednje veoma hladne okeanske struje i do 80 dana godišnje.

Čestina magli je veoma velika i u nekim kontinentalnim područjima, i to naročito u onim u koje često prodiru hladne vazdušne mase maritimnog porekla i koji imaju složene topografske uslove. U takvim područjima ona može biti veća nego u najmaglovitijim okeanskim oblastima, a posebno u dolinama i kotlinama. Takodje veliku čestinu horizontalne vidljivosti do 1 km, koja je uslovljena lebdećim kapljicama vode ili kristalima leda, imaju viši planinski predeli. Svakako da je takva pojava u njima uslovljena oblacima, ali se oni zbog istog sastava i istih posledica tamo identifikuju sa maglom. Takav je slučaj i u našim planinskim predelima, od kojih se oni zapadniji mogu smatrati izuzetno maglovitim. Tako npr. u kotlinama i dolinama Slovenije magla se prosečno godišnje javlja u 50 do 130 dana, pa i više. Isto tako veliku čestinu ona ima i u višim planinskim predelima, gde se javlja prosečno čak i u preko 150 dana. Na Kredarici (2514m), ispod vrha Triglava, magla se javlja u 197 dana.

U ostalim kontinentalnim delovima naše zemlje čestina javljanja magle u kotlinama i dolinama je manja, a naročito u nizijama. Ona se smanjuje i prema jugu i prema istoku. Medjutim, ona je na visokim planinama svuda dosta velika i uglavnom prelazi 80-100 dana. Naročito je to slučaj u Bosni, Crnoj Gori i Hrvatskoj, gde je srednji godišnji broj dana sa maglom na planinama iznad 1000 m veći od 150. Na Bjelašnici (2062m) horizontalna vidljivost do 1 km javlja se čak u 261 dan. Magla je manje česta u planinama južnog dela Srbije i Makedonije, gde se javlja prosečno u 30-50 dana. I niži delovi Makedonije odlikuju se malom čestinom magli. Ona se u njima kreće od 10-15 dana, a u najjužnijim delovima je ispod 10, pa i 5 dana. Izuzetak čini Skoplje koje ima godišnje maglu u 81 danu, što nije rezultat samo pogodnih prirodnih (kotlinskih) uslova već

i gradsko-industrijskog uticaja. Takav veštački uticaj na čestinu magle postoji u svim većim urbano-industrijskim centrima u našoj Zemlji, ali je posebno izrazit u Sarajevu i Ljubljani. U prvom se magla javlja prosečno godišnje u preko 100 dana, a u drugom u 150-190 dana.

U nižim delovima Srbije srednja godišnja čestina magli se kreće uglavnom od 20-45 dana, Hrvatske 30-60 dana i Bosne 30-100 dana. U svim tim krajevima u pojedinim kotlinama ona je osetno veća i od 100 dana.

Najmanju srednju godišnju čestinu magli u kontinentalnom delu ima Hercegovina i najjužniji deo Makedonije, gde se ona kreće od 3-20 dana. Izuzetno retko se magla javlja na našoj obali i na ostrvima, gde njena srednja godišnja čestina nije veća od 5 dana, a uglavnom je manja od 3, pa i 1 dan.

Magle, i to naročito radijacione, imaju dosta izražen dnevni hod. Maksimum čestina javljanja i gustine nastaje u ranim jutarnjim časovima, a minimum nastaje oko podne. U umerenom pojasu u godišnjem hodu magle imaju iznad kopna najveću čestinu u jesen, kada je vazduh iznad njega još dosta vlažan, a iznad mora u proleće, kada je vodena površina najhladnija.

7.4.3. Oblaci

Oblaci su izuzetno značajna pojava u atmosferi. Osim toga što se u njima zbivaju procesi koji dovode do stvaranja više vrsta padavina, oni utiču na fizičko stanje atmosfere, na niz atmosferskih procesa i uslovljavaju veći broj meteoroloških pojava. Tako veliki uticaj oni imaju u prvom redu zbog toga što svojim prisustvom u atmosferi, smanjujući njenu prozračnost za Sunčevo i Zemljino zračenje, menjaju bilans zračenja i toplote Zemljine površine i vazduha iznad nje. Osim toga, oblaci uslovljavaju veliki broj svetlosnih pojava (fotometeora), o kojima će se govoriti u Glavi 9. Sa oblacima, tj. sa procesima u njima, povezane su i neke atmosferske električne pojave (elektrometeori), o kojima se govori u Glavi 8. Medjutim, i oni sami su rezultat odredjenih fizičko-meteoroloških procesa u atmosferi i zbog toga svojim spoljnim izgledom i pratećim pojavama najviše od svih meteoroloških fenomena govore na posredan ali vidan način o atmosferskim zbivanjima. Zbog toga se osmatranju i istraživanju oblaka posvećuje posebna pažnja u meteorologiji već više od 150 godina. I pored toga, ni danas još nisu poznati u potpunosti svi procesi njihovog razvoja, održavanja i iščezavanja. To se naročito odnosi na njihovu mikrofizičku strukturu i mehanizam obrazovanja elementarnih čestica od kojih su sastavljeni. Medjutim, nisu poznate ni sve tajne makrometeoroloških procesa koji dovode do odredjenih stanja atmosfere, u kojima se odvijaju mikrofizički procesi razvoja i iščezavanja oblaka.

Kao što je već napred napomenuto, oblak predstavlja vidljivi skup kondenzovane ili sublimirane vodene pare u obliku mikroskopski sićušnih čestica vode ili leda, ili zajedno vode i leda, koje lebde u slobodnoj atmosferi. Oblaci su, kao i magle, prolazni produkti procesa kondenzacije i sublimacije i održavaju se duže ili kraće vreme, zavisno od toga koliko traje uzrok njihovog postanka. Kada on prestane da postoji, počinje i postepeno iščezavanje oblaka, jer kapljice vode i ledeni kristali isparavaju u tada vodenom parom nezasićenom vazduhu. Naročito brzo oblaci iščezavaju kada se u delu atmosfere u kome se nalaze jave silazna vazdušna strujanja. Vazduh se tada, kao što je poznato, dinamički zagreva i zbog povećanja maksimalnog parnog napona udaljava od stanja zasićenosti, što dovodi do isparavanja sastavnih čestica oblaka.

Prema tome, oblaci se javljaju i zadržavaju u onom delu atmosfere gde je $U \geq 100\%$. Na svojoj periferiji oni stalno isparavaju, jer je izvan njih $U < 100\%$. To znači da oblak postoji i razvija se sve dok postoji priliv kondenzovane ili sublimirane vodene pare, koji nadoknadjuje gubitak zbog isparavanja. Čim toga više nema, oblak iščezava.

Da se oblaci nalaze u stalnom procesu stvaranja, razvoja i iščezavanja, i da su zbog toga veoma promenljivi po izgledu, a da je to rezultat odredjenih fizičko-meteoroloških procesa, zaključeno je još u XIX veku. Sistematskim osmatranjima meteorologa u to doba utvrdjeno je da je i pored neprestanog menjanja spoljnjeg izgleda moguće odrediti ograničen broj oblika oblaka, koji se javljaju u svim geografskim širinama. Osim toga utvrdjeno je da se ovi karakteristični oblici oblaka javljaju na približno istim visinama, odnosno u odredjenim slojevima atmosfere. Na osnovu toga došlo se do zaključka da oblaci, odnosno njihov spoljni izgled, nisu nastali kao rezultat slučajnih zbivanja u atmosferi, tj. da nisu običan hir prirode, već da su rezultat odredjenih fizičko-meteoroloških procesa. Naime, došlo se do zaključka da oblak predstavlja složeni dinamički sistem, koji se pod uticajem horizontalnih i vertikalnih strujanja većih razmera stvara,razvija i nestaje. Kada se došlo do tih saznanja, učinjeni su prvi napori da se karakteristični oblici oblaka klasificiraju, kako bi ta klasifikacija mogla poslužiti za praćenje i tumačenje vremenskih procesa u atmosferi.

Kratak istorijat pojave i razvoja klasifikacije oblaka

Prvu klasifikaciju oblaka izvršili su početkom XIX veka nezavisno jedan od drugoga, francuski prirodnjak Žan Batist Lamark, i engleski hemičar i meteorolog (L. Howard) Luk Hauerd. Lamarkova klasifikacija imala je u prvo vreme pet glavnih oblika oblaka, a zatim dvanaest, ali na nju nije obraćena pažnja, pa nije prihvaćena ni u Francuskoj, niti izvan njenih granica. Jedan od krupnih razloga zbog čega nije prihvaćeno ovo u to vreme nesumnjivo izvanredno otkriće za dalji razvoj nauke o vremenu, bio je pokušaj Lamarka da daje prognozu vremena po kretanjima

Meseca. Takav nenaučni pokušaj oštro su osudili naučni krugovi tog vremena, pa čak i službena lica, uključujući i samog Napoleona. To je kompromitovalo Lamarka i stvoreni su otpori prema svim njegovim naučnim dostignućima iz oblasti meteorologije, pa su i ona proglašena šarlatanskim.

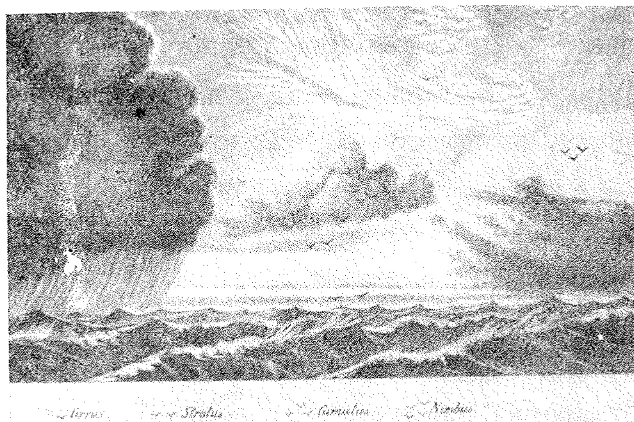
Mnogo više uspeha je imao Hauerd, čija je klasifikacija i bila bolja, pa je zbog toga naučno prihvaćena. On je svoju klasifikaciju oblaka objavio 1803. godine u radu pod nazivom "O modifikaciji oblaka". U njoj je bilo tri osnovna oblika oblaka, i to:

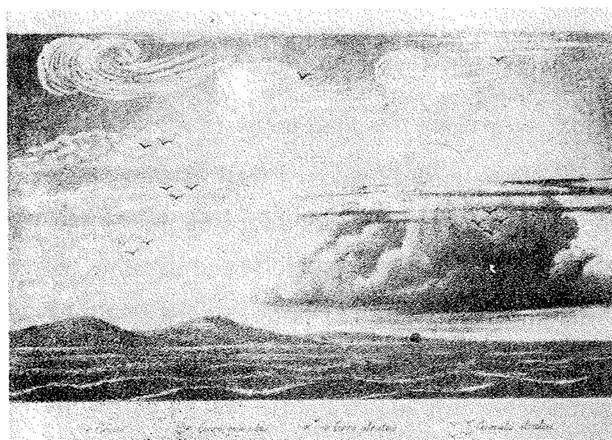
Cirri - perjasti oblaci,
Cumuli - gomilasti oblaci i
Strati - slojasti oblaci.

Hauerdova klasifikacija oblaka je obuhvatila i neke prelazne oblike, kao što su perjasto-gomilasti, perjasto-slojasti i gomilasto-slojasti. Takodje je on u klasifikaciju uneo i kišni oblak koji je nazvao Nimbus.

S obzirom na visoku naučnu vrednost i fizičko-meteorološku osnovu Hauerdovu klasifikaciju oblaka ne samo da su prihvatili njegovi savremenici (slika 102), već je ona poslužila i kao osnova za sve klasifikacije do današnjih dana. Pored ostalog, u svim tim klasifikacijama oblicima oblaka davana su latinska imena, kao što je to Hauerd učinio u svojoj klasifikaciji.

Dalji korak u usavršavanju klasifikacije oblaka učinili su H. Hildebrandsson i engleski meteorolog Eberkrombi na inicijativu Medjunarodne meteorološke organizacije. Oni su 1887. god. publikovali novu klasifikaciju u kojoj je bilo 10 osnovnih oblika oblaka. Njena vrednost se ogledala ne samo u povećanom broju osnovnih oblika oblaka, već i zato što su u njoj po prvi put ti oblici oblaka bili raspoređjeni po visini javljanja. Ta klasifikacija oblaka je bila obelodanjena na Medjunarodnom kongresu meteorologa 1889. god. u Parizu, gde je naišla na opšte priznanje. Uspeh je doživela pored ostalog, i zbog toga što je bila ilustrovana karakterističnim crtežima i fotografijama oblika oblaka. Da bi se ta klasifikacija oblaka počela medjunarodno koristiti, bilo je neophodno odštampati atlas oblaka, što je učinjeno 1890. godine. Medjutim, ovaj prvi atlas oblaka nije dovoljno uspeo zbog dosta loših crteža i fotografija koji nisu isticali sve detalje i karakteristike spoljnjeg izgleda klasificiranih oblika oblaka. Ipak je taj nedostatak bio manje značajan u odnosu na njegovu naučnu vrednost, i ovaj atlas oblaka je na sledećem Medjunarodnom meteorološkom kongresu, 1891. god. u Minhenu, preporučen svim meteorološkim službama u svetu kao jedinstveno rukovodstvo za osmatranja i beleženja vrsta oblaka na meteorološkim stanicama. Tako je klasifikacija oblaka Hildebrandsona i Eberkrombija postala medjunarodna. Na tom kongresu je obrazovana i komisija koja je imala zadatak da uradi novi atlas oblaka za medjunarodnu upo-





Slika 102.- Reprodukcija slika oblaka prema Hauerdovoj klasifikaciji iz "Instrukcije meteorološkim stanicama" koja je štampana 1869. god. u Rusiji (iz knjige "Физика облаков")

trebu. Ona je, koristeći preko 300 fotografija oblaka, uspešno izvršila zadatak i već 1896. god. je izdat prvi "Medjunarodni atlas oblaka" sa 28 odabranih fotografija. Interesantno je napomenuti da je štampanje ove publikacije omogućio svojim materijalnim sredstvima poznati francuski meteorolog Teseren de Bor, koji je bio član te komisije.

Posle toga, do danas medjunarodne klasifikacije oblaka i odgovarajući atlasi oblaka trpeli su češće i manje izmene i dopune. Poslednju veoma usavršenu medjunarodnu klasifikaciju i "Medjunarodni atlas oblaka" usvojila je i izdala 1956. god. Svetska meteorološka organizacija, pa se oni nalaze i danas u upotrebi u svim meteorološkim službama sveta.

Medjunarodna klasifikacija oblaka

Sadašnja medjunarodno usvojena i korišćena klasifikacija oblaka zasnovana je na dimenzijama, obliku, strukturi, sklopu, sjajnosti, boji i visini javljanja oblaka. S obzirom da su i u njoj, kao i u prethodnim klasifikacijama, oblaci klasificirani najviše prema svom spoljnom izgledu i visini javljanja, ona se može nazvati morfološkom.

Osnovna podela utvrdjenih oblika oblaka izvršena je na osnovu visine njihovog javljanja.

Dosadašnja osmatranja i istraživanja pokazuju da se oblaci javljaju u tropskim predelima do visine od 18 km, u umerenim širinama do 13 km, a u polarnim predelima do 8 km. Takodje je utvrdjeno da se svaki od postojećih oblika oblaka javlja uvek u odredjenom sloju troposfere.

Na osnovu toga svi oblici oblaka se dele na četiri porodice i to: visoke, srednje, niske i oblake vertikalnog razvitka. Visina na kojoj se pojedine porodice oblaka javljaju, kako je to prikazano u Tabeli 35, zavisi u prvom redu od geografske širine.

Tabela 35. Visine porodica oblaka u geografskim pojasevima

Porodica oblaka	Polarna oblast	Umereni pojas	Tropski pojas
Visoki oblaci	3 - 8 km	5 - 13 km	6 - 18km
Srednji oblaci	2 - 4 km	2 - 7 km	2 - 8 km
Niski oblaci	0 - 2 km	0 - 2 km	0 - 2 km

U ovu tabelu nije uključena porodica oblaka vertikalnog razvitka, jer se njihova osnovica (donja baza) nalazi na nivou niskih oblaka, a vrhovi, kada za to postoje uslovi, dostižu nivoe srednjih, pa čak i visokih oblaka.

Prema karakterističnom spoljnjem izgledu oblaci se mogu podeliti na tri osnovna oblaka, koje je još postavio Hauerd, i to na: Stratuse (slojaste), Cumuluse (gomilaste) i Cirruse (perjasto-pramenaste).

Na osnovu karakterističnih detalja u spoljnjem izgledu izvršena je podela obalaka na 10 rodova, kako je to prikazano u Tabeli 36.

Tabela 36. Podela obaka na rodove

Porodica visokih oblaka	Porodica srednjih oblaka	Porodica niskih oblaka	Porodica oblaka vertikalnog razvitka
Cirrus (Ci) Cirrocumulus (Cc) Cirrostratus (Cs)	Altocumulus (Ac) Altostratus (As)	Nimbostratus (Ns) Stratocumulus (Sc) Stratus (St)	Cumulus (Cu) Cumulonimbus (Cb)

Glavna obeležeja ovih porodica i rodova oblaka u pogledu izgleda, sastava i pratećih pojava su:

VISOKI OBLACI.- U ovu porodicu spadaju veoma tanki, uglavnom prozračni perjasto-pramenasti oblaci koji su pretežno sastavljeni od kristala leda ili smrznutih kapljica vode. Javljaju se u tri glavna karakteristična oblika, tj. roda, i to:

CIRRUS - skraćeno Ci (slika 103) - to su izdvojeni (razbacani) ili poredjani u brazde prozračni oblaci često svilastog sjaja, uglavnom u obliku belih, paralelnih ili kovrdžavnih končića, krpica ili uskih traka vlaknaste strukture. Sastavljeni su od ledenih kristala što vizuelno potvrdjuje njihova velika prozračnost i neke svetlosne pojave koje se javljaju na njima, kao što su halo pojave. Medjutim, halo se na njima ne javlja kao krug, pošto oblaci ovog roda nikad ne pokrivaju celo nebo.

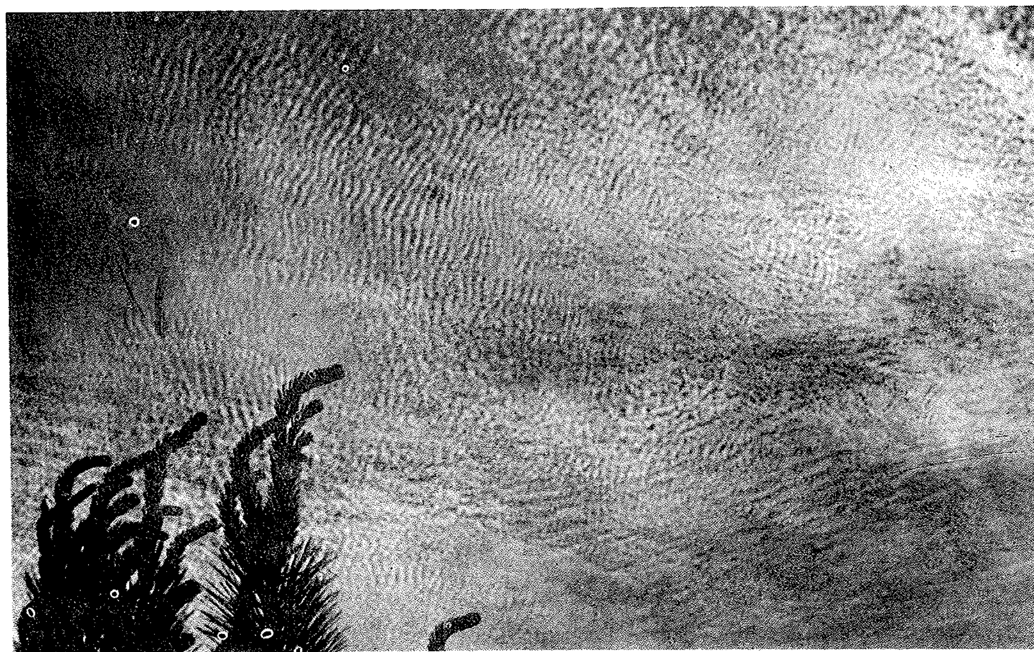


Slika 103.- Cirrus

CIRROCUMULUS - skraćeno Cc (slika 104) - to je tanak sloj ili banak sastavljen od bezbroj veoma malih elemenata u obliku pahulja, loptica, grudvi koji su više ili manje pravilno poredjani u grupe ili redove, zbog čega ih narod naziva ovčice. Elementi ovih oblaka mogu biti medjusobno spojeni ili odvojeni.

Ovi visoki oblaci sastavljeni su od kristala leda, ali se u njima mogu ponekad nalaziti i jako prehladjene kapljice vode, koje se brzo mrznu. Povremeno se na njima može javiti venac (oreol) oko Sunca ili Meseca i irizacija (sedefast sjaj).

Ukoliko se Cirrocumulusi jave grupisani u obliku sočiva ili badema (vrsta lenticularis), oni su obično nastali pod uticajem lokalnog orografskog talasanja visokih slojeva troposfere.



Slika 104.- Cirrocumulus

CIRROSTRATUS - skraćeno Cs (slika 105) - jeste tanak, prozračan i beličast oblačni sloj u vidu glatkog ili vlaknastog vela, koji potpuno ili većim delom pokriva nebo. Kroz njega se dobro raspoznaju konture Sunca i Meseca.

Usled prelamanja i drugih poremećaja u prostiranju svetlosnih zrakova, koje uslovljavaju kristali leda od kojih su uglavnom sastavljeni, na oblacima roda Cirrostratus javlja se svetao krug duginih boja oko Sunca i Meseca koji se naziva halo.

Na ovim visokim oblacima mogu se javiti još neke svetlosne pojave iz grupe halo-pojava, a o kojima će biti reči u Glavi 9, paragraf 9.3 (9.3.1).

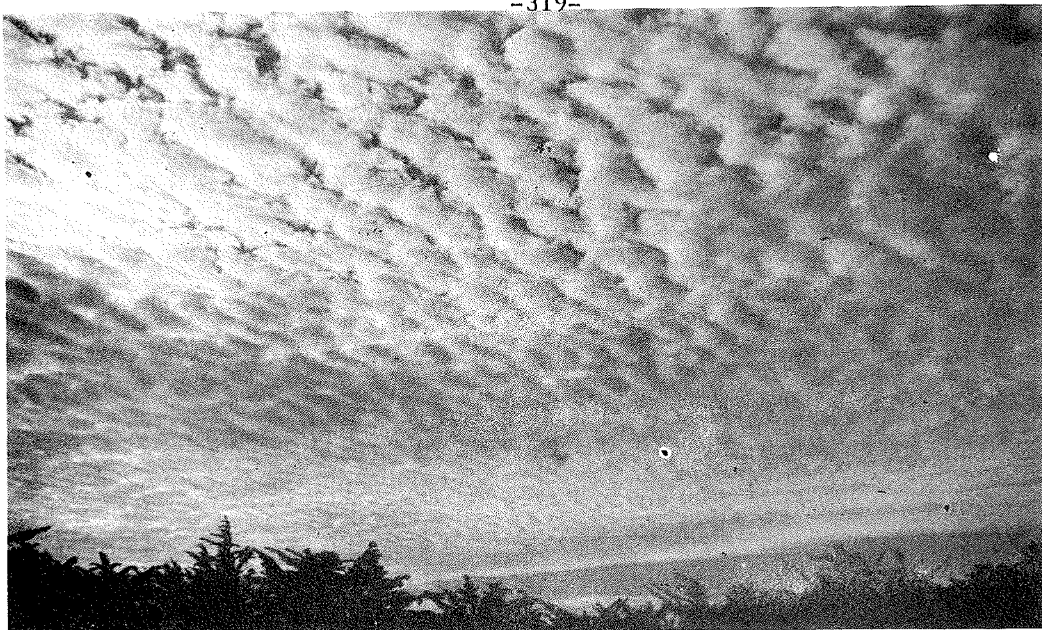


Slika 105.- Cirrostratus

SREDNJI OBLACI. Oblaci ove porodice su sastavljeni najčešće od prehladjenih kapljica vode, ali mogu biti mešovitog sastava, a ponekad i isključivo kristalastog. U njima se mogu naći i kišne kapi, kao i snežne pahuljice, tako da se za razliku od visokih oblaka mogu smatrati padavinskim oblacima. Medjutim, daju slabe padavine koje najčešće isparavaju pre nego što stignu do Zemljine površine. Javljaju se u dva karakteristična oblika, tj. roda, i to:

ALTOCUMULUS - skraćeno Ac (slika 106) - to su beli ili sivi, ili kombinovano beli i sivi banci ili slojevi oblaka sa ili bez senke, sastavljeni od manjih okruglastih oblačnih elemenata u obliku pločica, grudvi ili oblica, koji mogu biti spojeni ili odvojeni. Rasporedjeni su u redove ili grupe, uglavnom u pravilnom, skoro šahovskom rasporedu. Središnji delovi pojedinih elemenata su deblji i tamniji, dok su im ivice tanke i prozračne i na njima se često javlja irizacija. Vrlo se retko na ovim oblacima javlja venac (oreol) oko Sunca i Meseca. Sastavljeni su od kapljica vode, ali se na niskim temperaturama u njima mogu nalaziti i kristali leda.

Kada se jave u obliku izdvojenih sočiva ili badema (Ac lenticularis) obično su nastali usled talasanja vazduha u srednjem sloju troposfere, najčešće pod uticajem orografskih prepreka (slika 107).



Slika 106.- Altocumulus



Slika 107.- Altocumulus lenticularis

ALTOSTRATUS -skraćeno As (slika 108) - jeste sivkast, beličast ili povremeno plavičast veo oblaka, jednoličnog izgleda ili izbrazdane vlaknaste strukture. Potpuno ili delimično pokriva nebo. Sličan je gustom Cirrostratusu, ali za razliku od njega ne uslovljava halo-pojave. Kroz njega se može nazirati Sunce ili Mesec u obliku nejasnih svetlih mrlja, ali se dešava da je tako gust da ni to nije moguće. Sastavljen je od kapljica vode i ledenih kristala, a takodje sadrži manje kišne kapi i pahuljice. Daje padavine koje najčešće ne dospevaju do Zemljine površine, već neposredno ispod njega isparavaju. Kada u redjim slučajevima one stignu do Zemljine površine (što se deša-

va uglavnom zimi i u višim planinskim predelima), to su obično neprekidne padavine u obliku kiše i snega.

NISKI OBLACI. Oblaci ove porodice su sastavljeni od kapljica vode, često kombinovanih sa kristalima leda. U njima se nalaze i veće kišne kapi i snežne pahuljice i prema tome mogu se smatrati padavinskim oblacima. Javljaju se u tri glavna karakteristična oblika, tj. roda, i to:

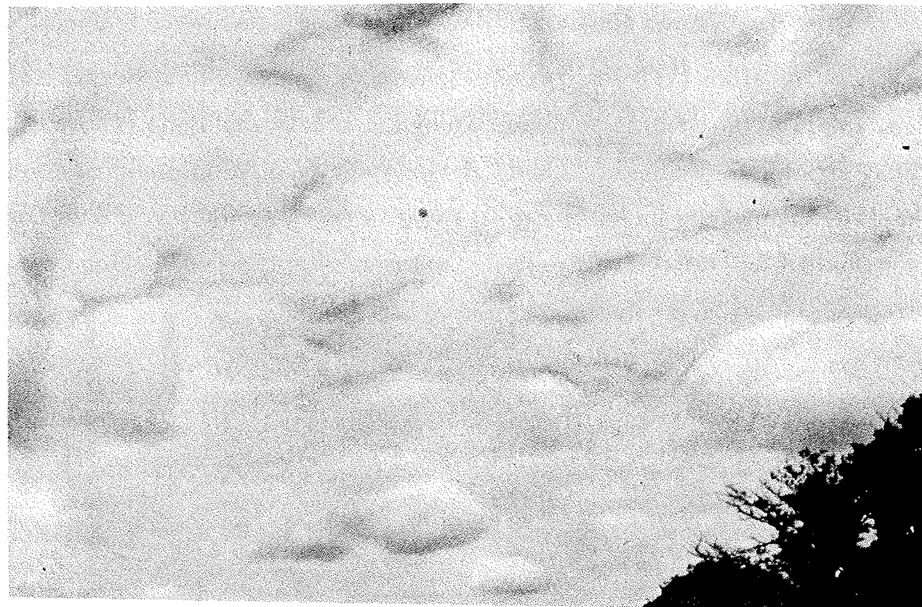
NIMBOSTRATUS - skraćeno Ns - to je nizak bezobličan oblak tamnosive, gotovo ujednačene boje, povremeno sa mestimično tamnijim i svetlijim površinama. Veoma je debeo i gust, tako da se kroz njega ne vide Sunce i Mesec, po čemu se razlikuje od Altostratusa. Ispod njega se često nalaze iskidani delovi oblaka u obliku nepravilnih krpa (vrsta oblaka fractus), koje mogu ali ne moraju biti spojene sa njime. Sastavljen je od kapljica vode, i to zimi ponekad prehladjenih, zatim od kristala leda, a u njemu se nalaze stalno u velikom broju padajuće kišne kapi i snežne pahuljice. Naime, Nimbostratus je izrazito padavinski oblak koji daje više ili manje dugotrajne neprekidne padavine u obliku kiše, snega ili susnežice.



Slika 108.- Altostratus

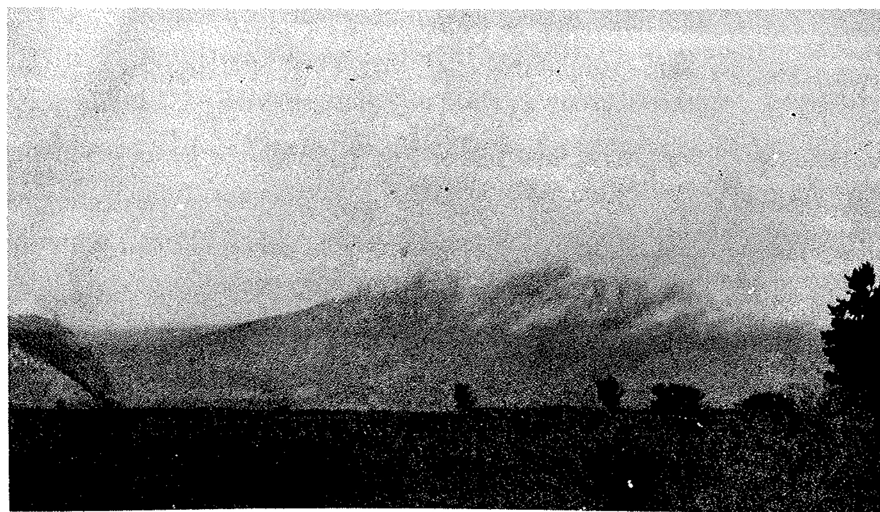
STRATOCUMULUS - skraćeno Sc (slika 109) - to su sivi ili sivobeličasti slojevi ili banci oblaka, često talasasti i sastavljeni od elemenata u obliku većih grudvi, oblica, ploča, koji mogu ali ne moraju biti spojeni. Ivice oblačnih elemenata su svetlije, a središnji delovi tamniji. Može pokrivati celo nebo, naročito zimi i tada ima talasast izgled (podvrsta oblaka undulatus). Ovaj oblak je sastavljen od kapljica vode, od kojih neke povremeno dobijaju dimenzije kišnih kapi. Takodje se u njima nalaze kristali leda i snežne pahuljice. Kada su temperature veoma niske

Stratocumulus može biti sastavljen pretežno od kristala leda. Daje padavine slabog intenziteta u obliku kiše i snega. Kada je veoma tanak može se na njemu retko javiti venac oko Sunca ili Meseca i na ivicama njegovih oblačnih elemenata irizacija.



Slika 109.- Stratocumulus

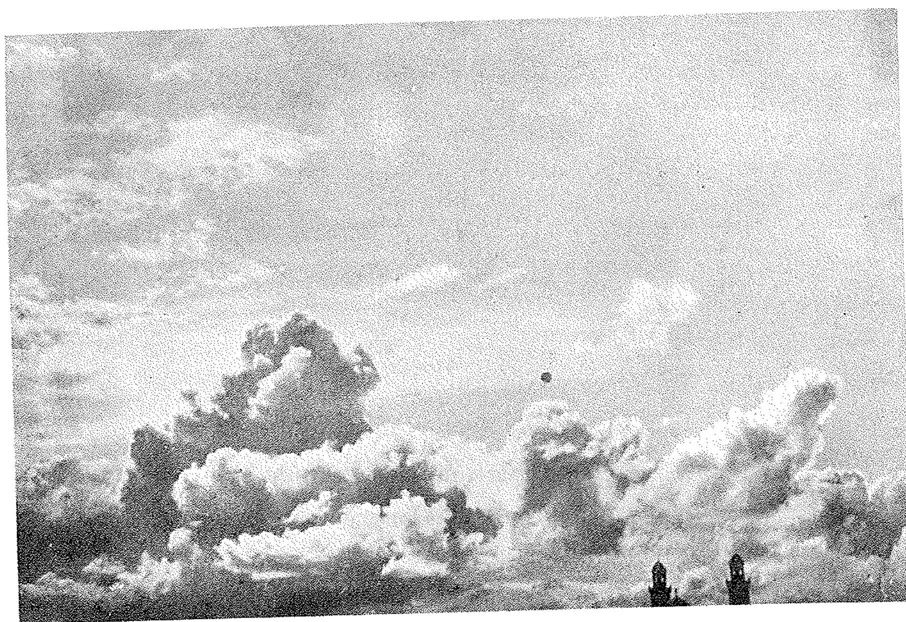
STRATUS - skraćeno St (slika 110) - to je veoma nizak, siv i ujednačen sloj oblaka sličan magli. Donja baza mu se nalazi obično ispod 1 000 m. Sastavljen je najčešće od veoma malih kapljica vode ujednačenih dimenzija, a u polarnim predelima i od kristala leda. Kada je dovoljno gust i debeo, može davati slabe padavine, kao što su rosulja ili zrnasti sneg.



Slika 110.- Stratus

OBLACI VERTIKALNOG RAZVITKA. Oblaci ove porodice razlikuju se od ostalih oblaka svojom vertikalnom razvijenošću. Nastaju kao posledica burnih procesa kondenzacije i sublimacije u vertikalnim uzlaznim strujanjima - konvektivnim ili prisilnim. Zbog toga su oni izrazito padavinski oblaci. Javljaju se u dva najkarakterističnija oblika, tj. roda, i to:

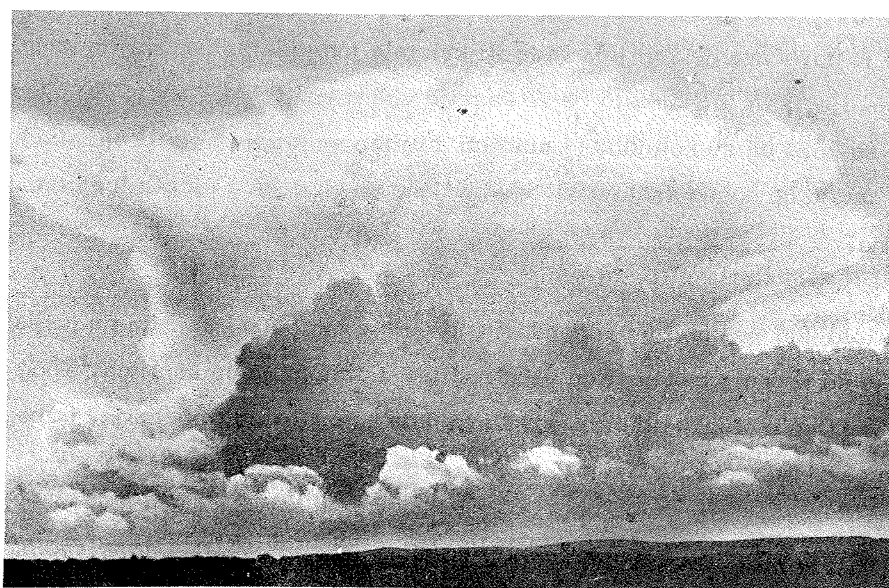
CUMULUS - skraćeno Cu (slika 111) - to su guste izdvojene gomile oblaka sa izrazito vertikalnom razvijenošću. Imaju ravnu, relativno tamnu osnovicu, a bele zaobljene vrhove. Izgledaju slično brežuljcima, kupolama i kulama, a kada su razvijeni nekoliko kilometara u vertikalnom pravcu liče na karfiol. Sastavljeni su uglavnom od kapljica vode. Medjutim, u delu iznad izoterme $0^{o}C$ mogu se nalaziti i kristali leda ili najčešće smrznute kapljice vode. Mogu davati padavine i to najčešće u tropskom pojasu gde su jako razvijeni.



Slika 111.- Cumulus

CUMULONIMBUS - skraćeno Cb (slika 112) - jesu velike oblačne mase sa jakim vertikalnim razvojem u obliku ogromnih planina, kula, tornjeva. Njihov gornji deo obično je vlaknaste gradje i sastavljen je od ledenih perjasto-pramenastih visokih oblaka. Ovaj gornji deo mu je ili obao ili se širi u obliku nakovnja ili velike perjanice, odnosno lepeze. Donja baza mu je dosta ravna i veoma tamna, olovno siva. Kada se posmatra sa izvesnog udaljenja ispod njega se zapažaju mlazevi padavina koji ne dospevaju do Zemlje (specijalno obeležje oblaka virga) ili koji dospevaju do Zemlje (specijalno obeležje oblaka praecipitatio). Kada je zahvatio područje sa koga se osmatra, ispod njega se zapažaju iskidane (dronjave) oblačne krpe (vrsta oblaka fractus).

Cumulonimbus je oblak mešovitog sastava. Sastavljen je od kapljica vode u prehladjenom i neprehladjenom stanju. U njemu se nalaze, naročito u gornjem delu, kristali leda. U sastav mu ulaze i kišne kapi, snežne pahuljice, zrnast sneg, sugradica i grad. Daje veoma jake padavine u obliku pljuska kiše, snega katkada sugradice i grada sa ili bez kiše. To je jedini oblak u kome se stvara veoma veliki potencijal električnog polja, tj. stvara se nepogodski elektricitet koji se manifestuje i u vidu jakih električnih pražnjenja - munje. Po tome se raspoznaje od drugih padavinskih oblaka ako mu se vidi samo tamna donja baza. Nailazak i prolaz Cumulonimbusa je najčešće praćen i jakim vetrom, a u njemu samom postoje veoma snažna uzlazna, silazna i turbulentna strujanja.



Slika 112.- Cumulonimbus

Kao što se može zaključiti svi oblaci koji pripadaju odredjenim porodicama imaju izvesne zajedničke osobine, kako po obliku i visini javljanja, tako i po sastavu. Medjutim, oni očigledno imaju i značajne razlike. Razlike se ne javljaju samo izmedju porodica i rodova, nego one, po nekim detaljima spoljnjeg izgleda i vidnih manifestacija procesa u njima (tj. pratećih pojava) postoje i unutar svakog roda oblaka. Neke od njih su već napomenute kod opisivanja karakteristika pojedinih rodova. Naime, u okviru svakog roda oblaka postoje njegove vrste, podvrste i specijalna obeležja kojima se oblak preciznije karakteriše, odnosno klasifikuje. Medjutim, prikaz detaljnije podele oblaka zahtevao bi mnogo prostora, što bi nepotrebno opteretilo ovaj udžbenik. Takva detaljna klasifikacija je predmet razmatranja meteoroloških merenja i osmatranja, a može se naći u Medjunarodnom atlasu oblaka.

Radi potpunijeg poznavanja fizičko-meteoroloških karakteristika oblaka veoma je

značajno napomenuti da se rodovi oblaka medjusobno razlikuju i prema tome da li su padavinski ili ne, a što proizilazi i iz njihovog napred datog opisa. Ta njihova važna osobina zavisi od njihove razvijenosti, vodnosti i mikrofizičke strukture.

Oblak iz koga se javljaju padavine treba da je deblji od 3 km i da ima vodnost veću od 1 gr/m^3. Medjutim, ovi uslovi mogu biti ispunjeni pa da takav oblak ne bude padavinski ili dâ ne da jače padavine. To prvenstveno zavisi od njegovog sastava.

Ukoliko je oblak sastavljen od istih elementarnih čestica i to istih dimenzija iznad kojih je maksimalni napon vodene pare jednak, on ne može biti padavinski. U najboljem slučaju iz njega padaju veoma slabe padavine u vidu sićušnih kapljica vode ili kristala i zrnaca leda. Razlog tome je povećavanje kapljica vode ili kristala leda isključivo daljim procesom kondenzacije ili sublimacije, koji je, kao što će se kasnije videti (podparagraf 3.5.1), veoma spor. Za takve oblake se kaže da su koloidno[x)] stabilni i njima se u najvećem broju slučajeva priključuju magle koje imaju homogen sastav, tj. sastavljene su od veoma sićušnih elementarnih čestica istih dimenzija.

Koloidno nestabilni, tj. padavinski su svi oni oblaci koji imaju mešani sastav ili u kojima, ukoliko su vodeni, bar postoje veće razlike u dimenzijama kapljica. Zbog takvog sastava elementarne čestice u oblaku se brzo povećavaju do padavinskih dimenzija, i zbog toga takvi oblaci daju umerene, pa i jake padavine.

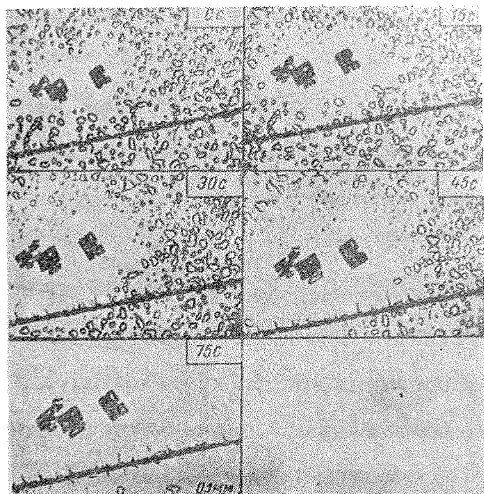
Značaj mešanog sastava oblaka za ukrupnjavanje sastavnih čestica oblaka eksperimentalno je utvrdio poznati švedski meteorolog Beržeron (Tor Bergeron), jedan od vodećih saradnika Svetske meteorološke organizacije pri izradi poslednje Medjunarodne klasifikacije oblaka i odgovarajućeg Medjunarodnog atlasa oblaka. On je u specijalnu komoru, punu prehladjenih kapljica vode (oko 1000), uneo kristal leda. Mikroskopski snimci su pokazali da su za veoma kratko vreme (10-20 minuta) sve kapljice vode isparile, a da se na njihov račun kristal leda povećao (slika 113). Do toga je došlo jer je vazduh u komori bio prezasićen za kristal leda, ali ne i za kapljice vode, s obzirom na razliku u veličini maksimalnog napona vodene pare ($E_v > E_l$).

---

x) Pod koloidom se podrazumeva fizičko-hemijski sistem sastavljen od dve fizički različite materije u različitom agregatnom stanju, tj. praktično rastvor u kome je jedna materija rastvarač, a druga ili druge materije su rastvorene u njoj. Oblak se takodje može uporediti sa koloidnim rastvorom u kome je vazduh rastvarač, a kapljice vode i ledeni kristali u njemu rastvorene materije. Pošto je to koloid u kome je rastvarač gasovit, on se naziva i aerosol.

Takvi procesi se odvijaju i u oblacima mešanog sastava, u kojima takodje dolazi i do već opisanog ukrupnjavanja kristala leda pri dodiru sa prehladjenim kapljicama vode.

U kojoj meri, tj. kojom brzinom će isparavati kapljice vode u čijoj sredini se nalaze kristali leda, zavisi od njihovog prečnika kao i oblika kristala. Što je prečnik kapljica veći potrebno je sve više vremena da bi one isparile. Kristali leda u obliku pločica, prizmi i iglica znatno se brže povećavaju na račun okolnih kapljica vode od sferičnih kristala, jer imaju veću površinu sublimacije. Naročito brzo rastu duguljasti kristali leda. Tako npr. kristal čija je dužina 5 puta veća od širine povećava se u jedinici vremena za 25% brže od sferičnog kristala iste zapremine. Ovi duguljasti kristali leda inače mnogo brže rastu u dužinu nego u širinu, čak i za 25 puta.



Slika 113.- Mikroskopski snimak porasta ledenih kristala na račun okružavajućih prehladjenih kapljica koje isparavaju

Kada su kapljice vode u oblaku različitih dimenzija, vazduh može u odredjenom periodu biti nezasićen za one sa manjim prečnikom, a zasićen pa čak i prezasićen za one krupnije, što je takodje posledica razlike u maksimalnom naponu vodene pare. U tom slučaju veće kapljice će se uvećavati na račun manjih, s obzirom da će one u nezasićenom vazduhu isparavati. Medjutim, do povećanja većih kapljica na račun manjih dolazi i zbog različite brzine njihovog padanja. One se tada spajaju i na taj način povećavaju o čemu će biti više reči u sledećem paragrafu (podparagraf 7.5.1.).

Medjutim, treba napomenuti da sličan proces postoji i u sredini koja je isključivo sastavljena od kristala leda, ukoliko se u njoj nadju i oni znatno većih dimenzija. Tada, takodje zbog vladajućeg manjeg maksimalnog napona vodene pare iznad svoje površine, krupniji kristali leda se povećavaju na račun onih manjih.

Sjaj i boja oblaka

Sjaj oblaka zavisi od intenziteta reflektovanih svetlosnih zrakova od njihovih sastavnih delova - kapljica, kristala leda, pahuljica i dr. Ovo zračenje može dolaziti direktno sa izvora (Sunca ili Meseca) ili u obliku difuznog zračenja, a može biti reflektovano i sa Zemljine površine, do čega naročito dolazi ako je ona pokrivena snegom ili ledom.

U toku dana sjaj oblaka je dovoljno veliki da omogući njihovu punu vidljivost, dok su oblaci noću, vidljivi samo kada Mesec predje prvu četvrtinu. U noćima bez mesečine oblaci se ne vide, a njihovo prisustvo može se naslutiti po zamračenosti nebeskog svoda na kome se ne vide zvezde ili po pojavi polarne ili zodijačke svetlosti (paragraf 8.5 i podparagraf 9.1.3). Oblaci se noću mogu osmotriti i iznad područja sa jakom veštačkom svetlošću, kao što su npr. veći gradovi. To se uglavnom odnosi na niske oblake.

Sjaj oblaka, a takodje i boja, mogu biti znatno izmenjeni pri sumaglici ili čadjavini, kao i pri nekim svetlosnim pojavama kao što su: halo, duga, venac oko Sunca ili Meseca itd.

Boja oblaka zavisi prvenstveno od svetlosnih zrakova koje njegovi sastavni delovi apsorbuju, odnosno reflektuju. Kada je Sunce visoko iznad horizonta, oblaci su beli ili sivi, ukoliko nisu suviše gusti i debeli. Kada se Sunce nalazi bliže horizontu boja oblaka se može menjati u žutu, narandžastu , pa i crvenu boju.

Boja oblaka zavisi i od njihove visine i položaja u odnosu na posmatrača i Sunčev disk. Tako, na primer, kada je Sunce u blizini horizonta, visoki oblaci, koji su obasjani Sunčevim zracima, mogu biti skoro beli, dok su istovremeno srednji oblaci jako narandžasti ili crveni, a vrlo niski, koji se nalaze u Zemljinoj senci, sivi. To ponekad pomaže osmatraču da odredi njihovu relativnu visinu. Osmatrač pri tome mora biti svestan da su oblaci na istom nivou manje crveni kada se gledaju prema Suncu, nego na suprotnoj strani od njega.

U toku noći boja oblaka je slaba i svi oblaci, ukoliko se vide, izgledaju tamno sivi ili crni. Kada su osvetljeni Mesečevim zracima mogu imati beličastu boju dok im jaki veštački izvori svetlosti mogu dati izrazite boje, i to posebno niskim oblacima. To je najizraženije iznad velikih gradskih i industrijskih područja i za vreme velikih požara.

Visina oblaka

Visina oblaka (pod kojom se podrazumeva visina njihove osnovice odnosno donje baze) zavisi od mnogih činilaca, ali najviše od relativne vlažnosti i stepena hladjenja vazduha koji iz bilo kojih razloga prelazi u uzlazno kretanje. Ukoliko je vazduh bliži stanju zasićenosti, i ukoliko mu temperatura brže opada sa visinom, nivo kondenzacije će biti niži , pa prema tome i donja baza oblaka će se nalaziti na manjoj visini.

Donja baza oblaka vertikalnog razvitka obično se poklapa sa nivoom kondenzacije, a kod ostalih porodica se nalazi nešto iznad ovog nivoa.

Visina oblaka je veoma značajna, i to posebno za vazduhoplovstvo. To se naročito odnosi na rodove porodica niskih oblaka, jer njihova mala visina opasno ugrožava bezbednost vazduhoplova, za vreme uzletanja i sletanja, a ponekad i onemogućava korišćenje vazdušnog pristaništa. Kod savremenih brzina aviona zavisnost od niske oblačnosti je još veća, jer je za veću brzinu letenja potrebna veća vidljivost piste za bezbedno sletanje.

Visina donje baze oblaka zavisi i od godišnjeg doba sa kojim je takodje u vezi visina nivoa kondenzacije. Leti, kada su vazdušne mase toplije i sa manjom relativnom vlažnošću, svi oblaci se u proseku nalaze na većoj visini nego zimi. Time se objašnjava inapred navedena zavisnost visine na kojoj se javljaju pojedine porodice oblaka od geografske širine. U nižim, toplijim geografskim širinama nivo kondenzacije se nalazi na mnogo većoj visini nego u višim geografskim širinama, u kojima se zbog niže temperature vazdušne mase odlikuju većom relativnom vlažnošću. Posebno je visoka donja baza oblaka iznad suptropskih pustinja, u kojima je relativna vlažnost izvanredno mala, tako da uzdižući vazduh najčešće ne dostigne nivo kondenzacije.

Visina donje baze oblaka se na većini meteoroloških stanica odredjuje vizuelno, uz korišćenje podataka o visini raznih uzvišenja koje je oblak zahvatio ili se nalazi iznad njih. Na savremenim vazdušnim pristaništima ona se odredjuje pomoću specijalnih instrumenata - merača visine oblaka koji se nazivaju silimetri ili telemetri. Ovi instrumenti rade na principu merenja dužine puta, tj. vremena koje prevaljuju elektronski impulsi ili laserski zraci do donje baze oblaka i u povratku posle odbijanja od nje. Ovim načinom merenja visina oblaka se odredjuje veoma precizno, što je od posebnog značaja za bezbednost vazdušnog saobraćaja.

Fizičko-meteorološki procesi obrazovanja oblaka

Već je naglašeno da se odredjene porodice, rodovi, vrste i podvrste oblaka obrazuju uvek u istim fizičko-meteorološkim procesima, što omogućuje da se njihovim osmatranjem na posredan način prate atmosferska zbivanja. Zbog toga je veoma značajno poznavati te atmosferske procese.

Fizičko-meteorološki procesi u toku kojih se obrazuju oblaci jesu:

1. uzdizanje toplijeg vazduha iznad povlačećeg ili nadirućeg klina hladnog vazduha (frontalni oblaci);

2. dinamička uzlazna strujanja vazduha u ciklonima (ciklonski oblaci);

3. termički uslovljena vertikalna kretanja vazduha (konvektivni oblaci);

4. poremećaji u horizontalnom kretanju vazdušnih masa na orografskim preprekama (orografski oblaci);

5. talasna kretanja na horizontalnim granicama fizički različitih vazdušnih masa i na donjoj granici visinskih inverzionih slojeva (oblaci talasa ili ćelijske cirkulacije); i

6. turbulentni prenos vodene pare i kondenzacionih jezgara prema podinverzionom sloju vazduha i mešanje vazdušnih masa različite temperature u graničnom sloju (slojasti oblaci ili oblaci turbulencije).

Detaljnije poznavanje ovih procesa, kao i važnijih karakteristika oblaka koji se u toku njih obrazuju, veoma je značajno za puno razumevanje ciklusa kruženja vode i niza drugih meteoroloških zbivanja i pojava u atmosferi. Zbog toga je neophodno da oni budu razjašnjeni koliko god je to moguće u udžbeniku ovakve vrste i namene.

FRONTALNI OBLACI. Uzlazno kretanje toplijeg vazduha pod nagibom uz klin nadirućeg ili povlačećeg hladnog vazduha, u toku kojeg zbog adijabatskog hladjenja dolazi do kondenzacije i sublimacije, može postojati do znatnih visina. Takvih uzlaznih strujanja pod nagibom u pojedinim slučajevima ima i do visine od 8-9 km. Sve dok ona postoje, tj. dok postoji frontalna površina, obrazovaće se, razvijati i održavati čitav sistem oblaka raznih porodica i rodova koji se zajednički nazivaju frontalni oblaci.

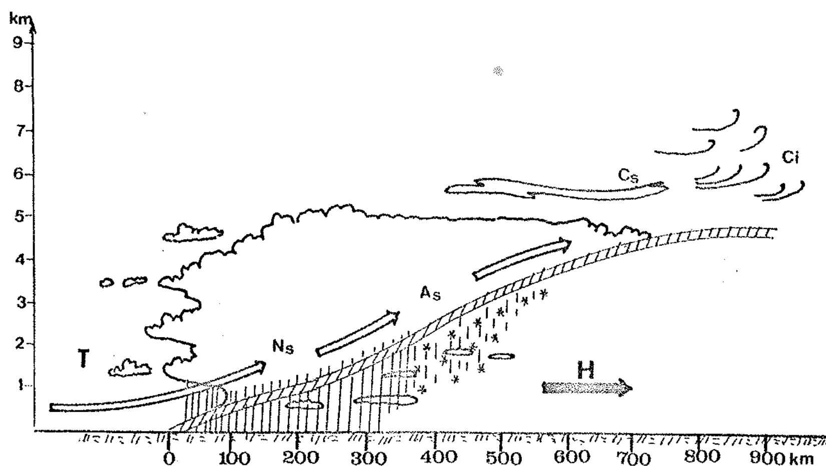
Za topli front, čiji je sistem oblaka prikazan na slici 114, može se reći da je u njegovom višem delu uzlazno strujanje usporeno i u njemu učestvuje samo tanak sloj vazduha neposredno uz samu frontalnu površinu. Na tim visinama, uglavnom od 5 do 7 km, gde vladaju veoma niske temperature od $-30^{\circ}C$ pa i niže, vrši se pretežno sublimacija vodene pare. To znači da se obrazuju tanki pramenasti i slojasti visoki oblaci. Ti oblaci roda Cirrus javljaju se na 800-900 km, a roda Cirrostratus na 600-800 km, ispred linije fronta.*) Na manjoj visini, izmedju 3 i 4 km gde je temperatura viša, obrazuju se gušći srednji oblaci koji sa približavanjem linije fronta postepeno smenjuju visoke oblake. Ovi oblaci roda Altostratus javljaju se na rastojanju od oko 600 km ispred ove linije. U sloju gde se oni javljaju uzlazno strujanje je brže, a proces kondenzacije i sublimacije burniji. Sastavljeni su od prehladjenih kapljica vode, čiji znatan broj može dostići di-

*) Pod linijom fronta podrazumeva se presek frontalne površine sa Zemljinom površinom.

menzije kišnih kapi. Medjutim, u hladnijem delu godine u njima se nalaze i ledeni kristali, pa i snežne pahuljice. Zbog toga (kao što je napomenuto kod opisa ovog oblaka) iz njega padaju padavine koje zimi i u višim planinskim predelima dospevaju i do Zemljine površine.

Altostratus sa približavanjem linije fronta postaje sve gušći i postepeno na rastojanju od 300 - 400 km ispred nje počinje prelaziti u veoma guste slojaste oblake roda Nimbostratus. Ti niski oblaci se stvaraju u dosta jakim uzlaznim strujanjima i u burnijoj kondenzaciji i sublimaciji. Zbog toga imaju debljinu od više kilometara i izrazito mešovit sastav. Pretežno su sastavljeni od neprehladjenih i prehladjenih kapljica vode različitih dimenzija, što zavisi od visine i godišnjeg doba. Medjutim, u njima se, i to naročito u hladnijem delu godine, nalaze kristali leda i pahuljice. Zbog toga su jako koloidno nestabilni i iz njih padaju dugotrajne padavine kiše i snega, najčešće umerenog intenziteta.

Oblaci toplog fronta mogu biti horizontalno i vertikalno veoma razvijeni. Debljina im je u 60-75% slučajeva oko 4-5 km, a u oko 5% slučajeva ona prelazi 10 km i dostiže čak 12-13 km. U oko 50% slučajeva frontalni oblaci imaju površinu 0,5 - 3,0 miliona km^2, a ponekad pokrivaju više od 5,0 miliona km^2, pa i 7 miliona km^2. Naime, širina frontalnog oblačnog sistema se meri stotinama, a dužina hiljadama kilometara.

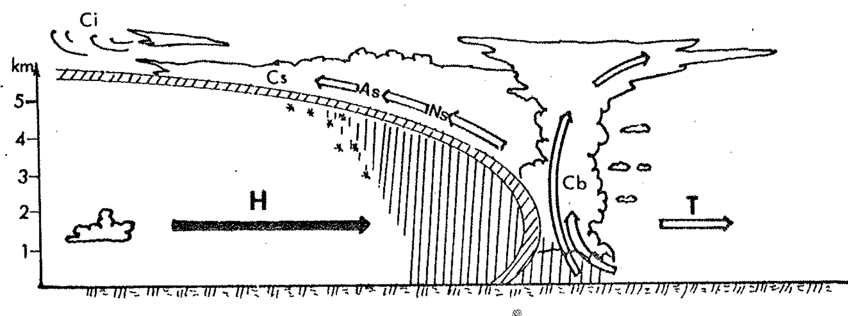


Slika 114.- Sistem oblaka toplog fronta

Kod hladnog fronta (slika 115) poredak rodova oblaka u odnosu na topli front je potpuno obrnut. Medjutim, za razliku od oblačnog sistema toplog fronta, zbog veoma burnog i praktično vertikalnog uzdizanja toplog vazduha ispred same linije fronta, koga istiskuje uvis brzo nadirući hladni vazduh, obrazuju se olujni oblaci roda Cumulonimbus. Oni se, kada za to postoje uslovi, javljaju u velikom broju duž cele linije fronta, uslovljavajući pljuskovite padavine i

druge prateće pojave, koje su karakteristične za taj rod oblaka. Kada prodje linija fronta, nastavljaju se padavine umerenog intenziteta iz sloja oblaka Nimbostratus, a zatim se redjaju ostali frontalni oblaci.

Takav potpun sistem frontalnih oblaka karakterističan je za tzv. hladne frontove prvog roda koji se odlikuju uzlaznim kretanjem vazduha iznad cele frontalne površine. Medjutim, u nekim slučajevima hladnih frontova u višem delu frontalne površine javljaju se silazna strujanja. To su tzv. hladni frontovi drugog roda i kod njih se ne javlja ceo frontalni sistem oblaka. Naime, javljaju se samo olujni oblaci ispred linije fronta, a po njenom prelasku nastupa razvedravanje. Ukoliko se radi o periodu insolacije, u nadirućoj hladnoj vazdušnoj masi razvijaju se konvektivni oblaci vertikalnog razvitka. To je naročito karakteristično za topliji deo godine, kada se ovaj vazduh intenzivno zagreva od podloge i kada je zbog toga veoma nestabilan.



Slika 115.- Sistem oblaka hladnog fronta

Ukoliko su frontovi neizraženi, što se dešava kada je mala termička razlika izmedju vazdušnih masa koje učestvuju u tom atmosferskom procesu, uzlazna strujanja iznad frontalne površine su veoma slaba. Zbog toga su tada horizontalna i vertikalna razvijenost oblačnog sistema i intenzitet pratećih pojava mali. Kod takvih frontova debljina oblaka retko prelazi 3-3,5 km, a često nije veća od 1-2 km. Sama struktura frontalnog oblačnog sistema u tim slučajevima može biti znatno izmenjena, tj. ne moraju se javiti svi navedeni rodovi oblaka.

Značajno je napomenuti da se frontalni oblaci često javljaju u više slojeva sa bezoblačnim medjuslojevima. Do toga dolazi zbog prekida u uzlaznoj struji vazduha iznad frontalne površine koja nije kontinuirana.

CIKLONSKI OBLACI. Frontalni oblaci mogu se smatrati i ciklonskim pošto su frontalne površine povezane sa ciklonima. One, u stvari, predstavljaju granicu izmedju tople i hladne vazdušne mase koje su zahvaćeno kružnom ciklonskom cirkulacijom. Oni se mogu smatrati ciklonskim zbog toga što procesima kondenzacije i sublimacije, u kojima nastaju i održavaju se, doprinose i dina-

mički uslovljena uzlazna strujanja kojima se odlikuju cikloni. Medjutim, u periodu svog gašenja ciklon se do znatne visine pretvara u vrtlog isključivo hladnog vazduha. I u tom poslednjem stadijumu svog postojanja ovaj atmosferski poremećaj, kada više nema frontalnih površina, uslovljava oblačno vreme sa dugotrajnim umerenim, a ponekad i jakim padavinama pljuskovitog karaktera. To se dešava zbog tada još jakih uzlaznih kretanja u sistemu ciklonske cirkulacije vazduha. Posebno razvijen oblačni sistem i intenzivne padavine u takvom uzdižućem ciklonskom vrtlogu hladnog vazduha javljaju se u toplijem delu godine iznad kopna i hladnijem iznad mora. Tome doprinosi i velika nestabilnost hladne vazdušne mase, tako da se u prostranom i debelom slojastom ciklonskom oblaku ponekad javljaju i veoma razvijeni oblaci vertikalnog razvitka, čak do olujnog stadijuma. Takvi ciklonski Cu i Cb se veoma teško otkrivaju čak i radarskim merenjima, jer su maskirani veoma gustim i debelim slojastim oblacima roda Ns.

KONVEKTIVNI OBLACI. Kada postoje povoljni uslovi za konvektivna strujanja, tj. kada se Zemljina površina i vazduh iznad nje jako zagrevaju, i kada je vazduh dovoljno vlažan a atmosfera nestabilna, u uzlaznoj struji, koja se adijabatski hladi, iznad nivoa kondenzacije obrazuju se oblaci vertikalnog razvitka. Do obrazovanja ovih konvektivnih oblaka dolazi u stvari onda kada se nivo slobodne konvekcije nalazi iznad nivoa kondenzacije.

Visina do koje će se razviti konvektivni oblaci zavisi od toga za koliko će nivo slobodne konvekcije biti viši od nivoa kondenzacije. Ovaj nivo, na kome se približno nalaze vrhovi termički uslovljenih oblaka vertikalnog razvitka, nalazi se na nešto većoj visini od nivoa na kome se izjednačuje temperatura uzdižućeg vazduha sa temperaturom okolne atmosfere. Kao što je poznato do ovog nivoa izjednačavanja temperature brzina uzlazne struje vazduha (koji je topliji od okolne atmosfere) raste i u njegovoj blizini dostiže maksimalnu vrednost. Medjutim, vazduh se i posle ovog nivoa, zbog inercije, još neko vreme uzdiže ali sa sve manjom brzinom. Nivo slobodne konvekcije se poklapa sa visinom na kojoj ovo uzlazno konvektivno strujanje prestaje, tj. nalazi se na visini na kojoj je vertikalna brzina uzdizanja vazduha ravna nuli.

Proces konvekcije, koji se javlja odmah posle izlaska Sunca, u početku čine slabija termički uslovljena turbulentna strujanja do visine od 50-100 m. U ovim vrtlozima zagrejani vazduh se uzdiže u impulsima i to u izdvojenim masama slično mehurima, prenoseći uvis toplotnu energiju i vodenu paru. Razmere konvektivnih vrtloga se povećavaju sa prepodnevnim porastom intenziteta zagrevanja. Odvojeni vrtlozi se slivaju i u njima vazduh dostiže do nivoa kondenzacije. U blizini ovog nivoa obrazuju se veliki vertikalni stubovi uzdižućeg vazduha koji imaju dimenzije oblaka vertikalnog razvitka koji se tada razvijaju. U ovim, tzv. termičkim stubovima, koje jedriličari koriste za uzdizanje na veću visinu u toku preletanja, brzina uzlaznog strujanja ima ujednačeniji karakter nego u nižem turbulentnom sloju.

Sa daljim porastom intenziteta zagrevanja prema najtoplijim časovima dana ovi ujedinjeni uzlazni tokovi dobijaju sve veće horizontalne i vertikalne razmere. Oni zahvataju sve deblji sloj troposfere i u njima učestvuje sve veća masa vazduha, što ima za posledicu odgovarajući dalji razvoj oblaka vertikalnog razvitka. Na periferiji tih uzlaznih strujanja istovremeno se javljaju kompenzaciona silazna strujanja, i to iznad manje zagrejanih delova Zemljine površine.

U razvijenim oblacima vertikalnog razvitka uzlazni tok vazduha nije jedinstven već se on javlja u više odvojenih strujnih stubova. U njima istovremeno postoje i silazni tokovi vazduha, koji su slabiji i ima ih 2-3 puta manje nego uzlaznih tokova. Osim toga, u mnogim delovima ovih oblaka vertikalna strujanja imaju i izražen vrtložni karakter.

Rast oblaka vertikalnog razvitka obično naglo prestaje kada konvektivna uzlazna strujanja vazduha dostignu sloj jake visinske inverzije. Medjutim, ukoliko su veoma jaka ona mogu probiti inverzioni sloj i u tom slučaju oblaci u vertikalnom pravcu se i dalje razvijaju. To se u odredjenim vremenskim situacijama, naročito u tropskom pojasu, može desiti i sa troposferskom inverzijom, tj. uzlazna strujanja i prateći razvoj oblaka vertikalnog razvitka može probiti tropopauzu.

U opisanom razvoju uzlaznih konvektivnih strujanja mogu se javiti, kada za to postoje odgovarajući uslovi, svi rodovi i vrste porodice oblaka vertikalnog razvitka.

Neposredno iznad nivoa kondenzacije obrazuju se prvo mali beličasti oblaci, koji imaju nepravilan i promenljiv oblik. Ovi oblaci, koji se nazivaju Cumulus fractus (Cu fra), najčešće se obrazuju još u prvim prepodnevnim časovima, i to tim ranije što su uslovi za konvekciju i kondenzaciju na nižem nivou povoljniji. Daljim jačanjem konvektivnih strujanja ovi oblaci se dalje razvijaju i grupišu zahvaljujući spajanju više uzlaznih tokova vazduha. Dobijaju pravilniji oblik, sa ravnom donjom bazom i gomilastim gornjim delom sa više izbočina. Ovi pljosnati, tj. još neznatno vertikalno razvijeni oblaci nazivaju se Cumulus humilis (Cu hum). Pošto obično postoji više uzlaznih tokova vazduha, još u prepodnevnim časovima se obrazuje veći broj ovih malih belih oblaka, koje nazivaju i Cumulusi lepog vremena.

Ukoliko su uslovi za jačanje konvektivnih strujanja nepovoljni, razvoj konvektivnih oblaka se može završiti na stadijumu Cumulus humilis-a ili pak na sledećem stadijumu, kada oni dobijaju srednji razvoj zbog čega se nazivaju Cumulus mediocris (Cu med). U svakom slučaju ovi oblaci će se zadržati do popodnevnih časova. Sa slabljenjem uzlaznih vazdušnih strujanja i pojave silaznih strujanja, oni će iščeznuti znatno pre zalaska Sunca.

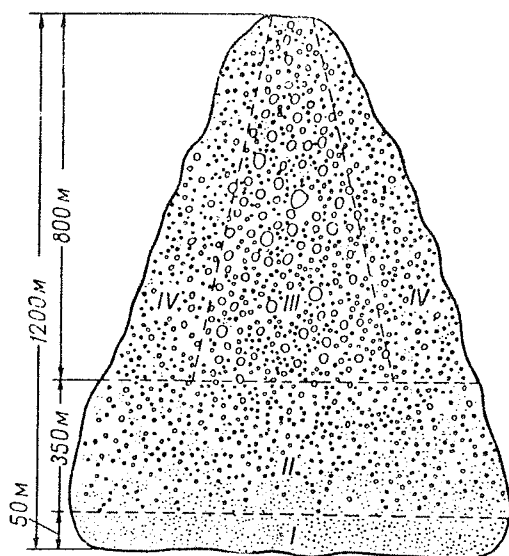
Visina donje baze (osnovice) ovih konvektivnih oblaka početne i srednje faze ra-

zvoja (Cu hum i Cu med)nalazi se obično u umerenim geografskim širinama izmedju 0,5 i 1,5 km. Njihova razvijenost u vertikalnom pravcu ne prelazi im horizontalne razmere, a one se uglavnom kreću od nekoliko stotina metara do 2-3 km. Sastavljeni su od kapljica, i to Cu hum od neprehladjenih, jer mu vrhovi ne dostižu izotermu od 0°C. U ovim konvektivnim oblacima postoje samo uzlazna strujanja, čija brzina uglavnom u središnjim delovima ne prelazi 5m/sec, a u perifernim delovima je još slabija.

Ako su uslovi za jačanje konvekcije povoljni i posle dostizanja srednjeg stadijuma razvoja (Cu med), razvoj oblaka vertikalnog razvitka će se nastaviti i kulminiraće u popodnevnim časovima. On će dovesti prvo do prelaska Cumulusa mediocris-a u veoma moćne oblake vertikalnog razvitka vrste Cumulus congestus (Cu con), koji su već vertikalno i horizontalno veoma razvijeni i ponekad po obliku podsećaju na karfiol.

U ovom stadijumu oblaci vertikalnog razvitka dostižu debljinu od nekoliko kilometara i u njima postoje već dosta jaka turbulentna strujanja, a uzlazni konvektivni tokovi dostižu ponekad i do 15 m/sec. U donjim slojevima ispod izoterme od 0°C sastavljeni su od neprehladjenih, a iznad nje od prehladjenih kapljica različitih dimenzija. Najveće dimenzije i koncentraciju kapljice imaju u središnjem delu oblaka. U površinskom, čak i u donjem delu oblaka, one su manje jer isparavaju (slika 116).

Iz Cumulusa congestusa retko padaju padavine. Ukoliko se to desi kapljice najčešće isparavaju pre nego što dospeju do Zemljine površine. Izuzetak čine ovi oblaci u ekvatorijalnim krajevima, gde su veoma moćni i gde vazduh ispod njih ima visoku relativnu vlažnost. U tim krajevima iz ovih oblaka mogu padati pljuskovi kiše.



Slika 116.- Raspodela kapljica po veličini u oblaku vertikalnog razvitka,prema V.I.Zajcevu: I-zona obrazovanja novih kapljica,II-zona povećanja kapljica u procesima kondenzacije i koagulacije,III-zona najkrupnijih kapljica koje rastu u procesima koagulacije,IV-površinski sloj u kome kapljice isparavaju

Kada se pažljivo posmatraju gornji "naduveni" delovi Cumulus congestusa, može se pratiti njihov dalji razvoj,jer zbog burne kondenzacije u vertikalnom pravcu vrhovi izgledaju kao da kipe. Kada u takvom razvoju dostignu nivo ledenih kristala,tj.nivo od koga preovladjuju procesi sublimacije,vrh im dobija kristalasti sastav.Od tog momenta oblak vertikalnog razvitka prelazi u svoj poslednji nepogodski (olujni) stadijum,tj.postaje oblak roda Cumulonimbus.Ukoliko mu je gornji ledeni deo vlaknaste strukture u obliku nakovnja,lepeze ili perjanice,radi se o vrsti Capillatus (Cap), a ako mu je taj deo obao i gladak on je vrste Calvus (Cal), što znači ćelavi.

Cumulonimbus je zbog svog mešanog sastava izrazito koloidno nestabilan oblak i zbog toga iz njega padaju pljuskovite padavine. Ledeni kristali, koji mu posebno povećavaju koloidnu nestabilnost, dospevaju u deo sa prehladjenim kapljicama vode u silaznim vazdušnim strujanjima.

Ovaj olujni oblak se odlikuje veoma jakim uzlaznim i silaznim strujanjima. Prvima se brzina kreće od 5 do 40 m/sec, a može dostići u izuzetnim slučajevima i preko 50 m/sec. Druga su slabija, ali i njima brzina može dostići i 20-25 m/sec.

U ovom izvanredno složenom i veoma nezavisnom atmosferskom procesu kakav je oblak Cumulonimbus, koncentrisana je ogromna količina energije i vanredno velika masa vode u tečnom i čvrstom stanju. Veličina jednog srednje razvijenog olujnog oblaka iznosi 600-800 km^3, a u ekstremnim slučajevima i do 10 000 km^3. Količina vode u takvom oblaku iznosi 1,0 - 1,5 miliona tona, a s obzirom da se ona neprekidno obnavlja on može dati različitim vrstama padavina i do 8 miliona tona vode.

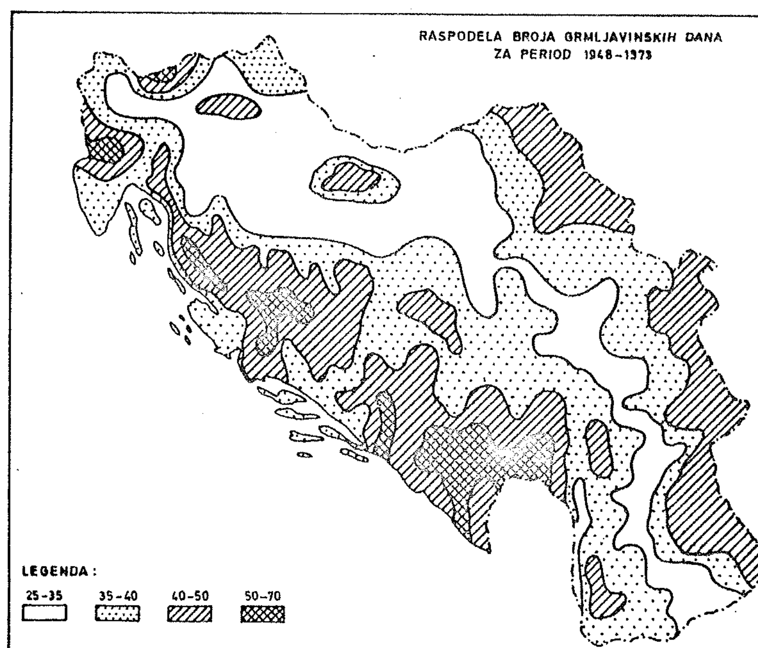
U tropskom pojasu, gde su procesi konvekcije najintenzivniji, vrhovi Cb dostižu visinu i od 18-20 km. U našim geografskim širinama visina vrhova im se kreće od 7 do 12 km. U našoj zemlji radarskim merenjima je utvrdjeno da nisu retki Cb čiji vrhovi dostižu 13-14 km, a ponekad i više. Tako je 18. juna 1970. godine iznad zapadnog i srednjeg dela Srbije radarom izmerena visina vrha jednog izuzetno razvijenog Cb čak od 16 km.

U polarnim predelima, kao i u našim krajevima zimi, Cb su veoma retki i kada se jave frontalnog su porekla. Niski su i iz njih padaju najčešće pljuskovi snega ili susnežice.

U ekvatorijalnim krajevima konvektivni Cumulusi i Cumulonimbusi su skoro svakodnevna pojava. To je veoma karakteristično za kopno tih geografskih širina, gde se prosečno godišnje grmljavinske nepogode sa pljuskovima javljaju u 100-150, pa i više dana. Na ostrvu Javi jedne godine su čak osmotrene ove nepogode u 322 dana. Svoj maksimum javljanja ovi oblaci vertikalnog razvitka dostižu u podnevnim i ranim popodnevnim časovima. U kasnijim popodnevnim časovima se već raspadaju i brzo iščezavaju, tako da su večernji i noćni časovi vedri.

U umerenim geografskim širinama, pa prema tome i u našoj zemlji, konvektivni oblaci vertikalnog razvitka javljaju se u toplijem delu godine - od aprila do oktobra. Najveća čestina njihove predolujne i olujne faze je u periodu maj - juni kada se vlažne i prohladne vazdušne mase, koje tada često prodiru sa Atlantskog okeana, jako zagrevaju iznad kopna i koje su zbog toga veoma nestabilne. Medjutim, znatan broj Cumulonimbusa u tom periodu je frontalnog porekla. Srednji godišnji broj dana sa grmljavinskim nepogodama koje uslovljavaju ovi oblaci

kreće se u našoj zemlji od 25 do 70 (slika 117).



Slika 117.- Raspodela srednjeg godišnjeg broja dana sa grmljavinskim nepogodama u Jugoslaviji, prema S. Plaziniću i N. Miljković

U umerenom pojasu oblaci vertikalnog razvitka dostižu svoj maksimum u popodnevnim časovima i u olujnom stadijumu mogu se zadržati i u večernjim časovima, kada se konačno raspadaju i iščezavaju zahvaćeni tada preovladjujućim silaznim strujanjima. Za razliku od njih, frontalni Cumulonimbusi se javljaju u svim delovima dana, ali su ipak i oni najčešći i najintenzivniji u toplijim časovima. Uzrok tome je tada najveća termička razlika izmedju hladnog vazduha koji brzo nadire i toplog vazduha koji se sporo povlači, i to zbog jakog dnevnog zagrevanja ovog poslednjeg.

Cumulonimbus je, kao što je već napomenuto, jedini oblak koji je pored pljuskova kiše, pojave grada i jakih turbulentnih strujanja "proizvodjač" i nepogodskog elektriciteta, o čemu će se posebno govoriti u Glavi 8. Njegova prateća pojava su i veoma jaki vetrovi, često razorne snage. To je naročito slučaj ako su posledica razvoja tornada, odnosno trombe. Takvo pojačanje vetra pri njihovom nailasku i prolasku tumači se snažnim priticanjem vazduha prema uzlaznoj struji i isticanjem vazduha u delu gde se javljaju silazna strujanja.

Značajno je napomenuti da mnogi rodovi, vrste i podvrste oblaka nastaju u periodu kada dolazi do deformisanja, raspadanja, debljanja, tanjenja, širenja, spuštanja ili dizanja

drugih rodova oblaka. U najvećem broju slučajeva to se dešava kada se raspadaju oblaci roda Cu i Cb, tj. kada prestaju uzlazna strujanja. Tada, u procesu isparavanja kapljica i ledenih kristala pod uticajem jačajućih silaznih strujanja, dolazi do deformacije i raspadanja ovih oblaka na izdvojene delove koji dobijaju oblike drugih rodova. Najčešće se gornji delovi Cb neko vreme zadržavaju u obliku oblaka Ci, a od nižih delova Cu i Cb nastaju oblaci Ac i Sc. U ranijoj medjunarodnoj klasifikaciji oblaka, zbog takvog porekla (rodjenja) ovi oblaci su dobijali naziv vrste Cumulogenitus, odnosno Cumulonimbogenitus.

Ponekad je atmosfera stabilna u prizemnom sloju do visine 1 - 2 km, a iznad te visine je nestabilna. U ovom višem nestabilnom sloju javljaju se vertikalna strujanja koja uslovljavaju razvoj posebne vrste oblaka Ac. Oni imaju ravnu donju bazu i posmatrani sa strane imaju reckav odnosno zupčast izgled gornjeg dela, koji podseća na zidine zamkova i kastela, zbog čega se nazivaju Altocumulus castelanus (Ac cas). Ti oblaci su dosta siguran predznak da će doći do burnog razvoja oblaka vertikalnog razvitka sve do njihovog olujnog stadijuma, do čega dolazi kada konvektivna strujanja dostignu ove visinske nestabilne slojeve.

OROGRAFSKI OBLACI. Kao što je već poznato kada horizontalna vazdušna strujanja nailaze pod većim uglom na brda i planine, tj. na orografske prepreke, mogu se ispred, iznad i iza njih obrazovati oblaci različitog oblika. Oni su rezultat procesa kondenzacije i sublimacije za vreme prisilnog uzdizanja vazduha. Iako imaju neka karakteristična obeležja koja se ne javljaju u slobodnoj atmosferi, ipak se svi ti orografski oblaci mogu klasificirati u rodove i vrste iz medjunarodne klasifikacije. To su najčešće rodovi Ac, Sc, Cu i Ns.

Kada se orografski oblak pojavi, veoma tesno je povezan sa orografskom preprekom koja ga je uslovila. On se veoma sporo kreće ili se čak održava na istom mestu iako je vetar u tom sloju veoma jak. Njegovo stalno obnavljanje može se i pratiti, jer mu se neprekidno menja oblik. Medjutim, on veoma brzo iščezava kada prestane strujanje vazduha, koje mu je osnovni uzrok razvoja i održavanja.

Ukoliko vazduh u horizontalnom kretanju nailazi na izolovane planine može se obrazovati oblak u obliku ogrlice koji tako okružava vrh da on iz njega slobodno strči. Takodje se u takvim slučajevima može obrazovati i oblačna kapa koja pokriva samo vrh. Takvi oblaci ne daju padavine ili su one veoma slabe.

Planinski sistemi koji se suprotstavljaju horizontalnoj vazdušnoj struji mogu na navetrenoj strani usloviti stvaranje padavinskih oblaka velikih razmera, o čijem obrazovanju je već govoreno kod razmatranja adijabatskih procesa i slapovitih vetrova (podparagraf 4.7.3 i

6.9.2). Ovi oblaci mogu pokrivati i vrh, odnosno greben planinskog sistema, ali na zavetrenoj strani u silaznoj vazdušnoj struji brzo isparavaju. Zbog toga za posmatrača iz podnožja zavetrene strane ovaj gornji, jedino vidljivi deo oblačnog sistema navetrene strane ima već poznati izgled kape ili valjka (fenska kapa ili fenski zid). Ako je uzdižući vazduh veoma bogat vodenom parom tako da je zbog toga kondenzacija i u inertnoj struji iznad vrha veoma intenzivna, orografski oblak se može "prelivati" preko planinskog grebena do nekog nivoa zavetrene strane sve dok brojne kapljice vode ne ispare. U takvom slučaju dobija se utisak oblačnog vodopada.

Kada je vetar naročito jak, orografski oblak može nastati samo pri vrhu planine. Tada se njegovi delovi odvajaju krećući se niz struju na zavetrenoj strani, ali dosta brzo isparavaju. Tada se dobija utisak kao da se planina puši.

Naročito interesantni oblici oblaka, o kojima je već bilo reči u Glavi 6 (paragraf 6.7) kada se govorilo o uticaju orografije na vetar, su oblaci talasa. To su oblaci roda Sc, Ac pa i Cc vrste lenticularis, tj. sočivastog oblika. U stvari, na uzlaznim delovima talasa javlja se čitav sistem takvih oblaka u pravilnim razmacima. Svaki sledeći od njih se razvija na talasu manje amplitude i sve je manjih dimenzija, tako da ih na najudaljenijim, skoro amortizovanim talasima i nema. Sve dok se održavaju stacionarni talasi ovi oblaci će biti veoma postojani u položaju, pa i u obliku. Medjutim, oni u stvari u svom prednjem delu, gde talas ima silaznu komponentu, neprekidno isparavaju, dok se u svom zadnjem delu koji se nalazi u uzlaznoj struji, obnavljaju. Kod opisivanja ove vrste orografskih oblaka ne sme se zaboraviti oblak koji se javlja u uzlaznom delu vrtloga ispod talasa, a o kome je takodje već bilo reči u paragrafu 6.7. To je oblak gomilastog oblika, poznat pod nazivom "rotorni oblak".

U periodu insolacije, kada su uzlazna strujanja uz padine jaka (dolinski vetar) a vazduh dovoljno vlažan, mogu se javiti oblaci roda Cumulus. Ponekad mogu dostići i stadijum Cumulus congestusa, pa čak dati i padavine.

Zbog prisilnih uzlaznih strujanja u planinskim predelima svi frontalni oblaci se pojačavaju i daju intenzivnije padavine. To se ne odnosi samo na oblake roda As i Ns, već takodje i na frontalne Cb. Ovi poslednji ispred strmih i visokih planinskih strana dostižu veoma veliku horizontalnu i vertikalnu razvijenost i povećani intenzitet svih pratećih pojava. U Evropi se po tome posebno odlikuje planinski sistem Alpa, na kome pri strujanjima iz zapadnog kvadranta vrhovi frontalno uslovljenih Cb mogu dostići visinu i iznad 14-15 km.

OBLACI TALASA ILI ĆELIJSKE CIRKULACIJE. Pored opisanog talasanja vazduha pod uticajem orografije, u slobodnoj atmosferi se pod odredjenim fizičko-meteorološkim uslovima može javiti

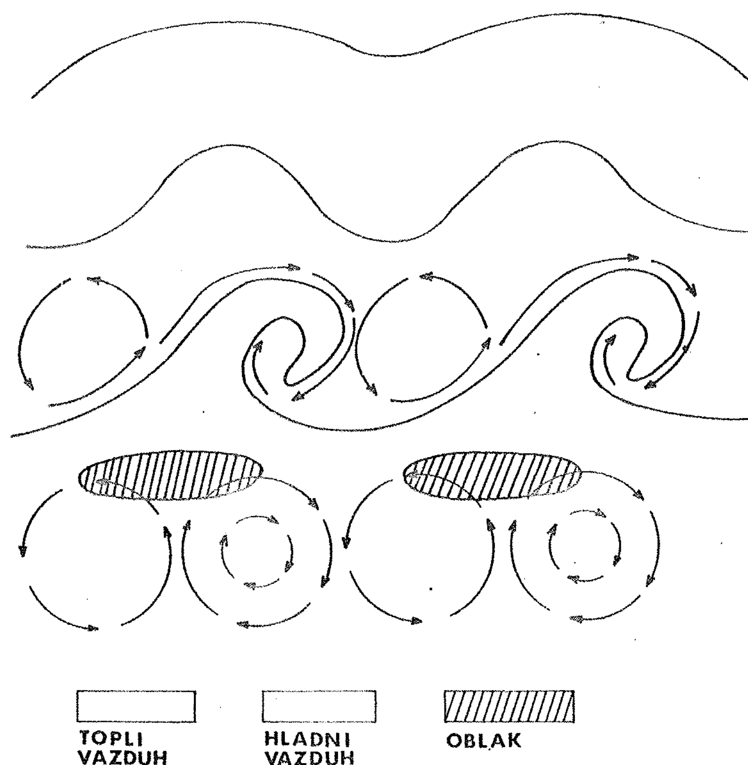
slična pojava različite amplitude i talasne dužine, od 100 m do 5-8 km. U svim tim slučajevima, ukoliko je vazduh dovoljno vlažan da može doći do kondenzacije ili sublimacije, obrazuju se oblaci talasastog oblika koji pripadaju podvrsti undulatus (un), a najčešće roda Ac i Sc. Ti talasasti oblaci se javljaju u sloju i zahvataju desetine, pa i stotine kvadratnih kilometara. Retko dostižu debljinu od 2-3 km, a najčešće ona nije veća od nekoliko desetina do nekoliko stotina metara.

Do talasanja u slobodnoj atmosferi najčešće dolazi, prema teoriji koju je još 1890. god. razvio Helmholc, kada se u horizontalnom pravcu, jedna iznad druge, kreću nejednakim brzinama dve termički različite vazdušne mase - niža hladnija, a viša toplija. Talasanje je tada tim pre moguće, i talasi su izrazitiji po amplitudi i talasnoj dužini, što je razlika u brzini kretanja tih vazdušnih masa veća. Na njihovoj granici, na grebenima talasa celom njihovom dužinom obrazuju se oblačne pruge. U dolji talasa, gde se vazduh spušta, ostaju vedrine ili tanji delovi oblaka, tako da ceo oblačni sistem dobija talasast izgled. Takvi oblaci se vrlo često javljaju neposredno ispod visinske inverzije, gde takodje može doći do talasanja graničnih slojeva vazduha. Slična talasanja i oblaci javljaju se i na frontalnim površinama koje imaju veoma mali nagib.

Najnovija istraživanja oblaka talasastog izgleda ukazuju da je u mnogim slučajevima proces njihovog obrazovanja mnogo složeniji od onog prema Helmholcovoj teoriji. Po ovoj novoj teoriji, talasi koji se stvaraju na granici termički različitih vazdušnih masa često su veoma nestabilni i imaju veliku amplitudu. Oni su tim nestabilniji što je razlika u temperaturi tih vazdušnih masa manja, a u brzini kretanja veća. To je analogno morskoj površini na kojoj se pri slabom vetru valjaju talasi male amplitude koji se ne prelamaju. Medjutim, kada je vetar jak talasi su vertikalno više izraženi i njihovi grebeni se naginju i prelamaju. Nešto slično se dešava i u slučaju nestabilnih atmosferskih talasa čiji se grebeni takodje prelamaju i obrazuju niz odvojenih ćelija u kojima se vazduh vrtloži naizmenično na jednu i drugu stranu (slika 118). Ova tzv. ćelijska cirkulacija se razvija u donjem hladnijem vazduhu i kao gornja granica joj služi donja granica inverzionog sloja. Razmere ovih vrtloga iznose stotinu i više metara u širinu i 20 - 25 m u visinu. U njihovom uzlaznom delu stvara se oblak, a u silaznom delu ostaje vedrina ili je oblak tanji.

Postojanje ovog oblika cirkulacije dokazano je laboratorijski sa više eksperimenata. Tako je, na primer, to postignuto ravnomernim zagrevanjem tankog sloja (5-7 mm) neke tečnosti odozdo, kao što su alkohol, benzin, parafin, itd. Kada se postigne odredjena razlika u temperaturi izmedju donje i gornje granice te tečnosti, utvrdjeno je da se u njoj stvara veliki broj zatvorenih cirkulacionih ćelija. Sličan efekat se može laboratorijski postići ako se u specijalnoj komori puštaju različitom brzinom, jedna iznad druge, dve vazdušne struje uz istovremeno zagrevanje odozdo. Kada se u vertikalnom pravcu stvori odgovarajuća kritična razlika izmedju temperature i brzine kretanja tih vazdušnih struja javiće se prvo talasi, a zatim niz odvojenih vrtloga, koji su vidljivi

ako se u komoru unese izvesna količina duvanskog dima.



Slika 118.- Razvoj ćelijske cirkulacije na granici dveju vazdušnih masa

SLOJASTI OBLACI ILI OBLACI TURBULENCIJE. Kada je bilo govora o visinskim radijacionim maglama (7.4.2) , opisan je način stvaranja slojastih oblaka roda Stratus. Istraživanjima je utvrdjeno da se u 65% slučajeva oblaci ovog roda obrazuju ispod inverzija na kojima ne dolazi do talasanja vazduha. Da u pojavi ovih oblaka veliku ulogu ima turbulentni prenos vodene pare i kondenzacionih jezgara do inverzionog sloja može se zaključiti ukoliko se posmatraju odozgo, npr. sa planine ili iz aviona. Na njihovoj gornjoj površini često će se primetiti veliki broj izbočina koje su posledica delovanja pojedinačnih turbulentnih vrtloga. Ovaj način prenosa vodene pare i kondenzacionih jezgara značajan je i za stvaranje preduslova za obrazovanje prethodno opisanih oblaka talasne ili ćelijske cirkulacije.

Osim na opisane načine, slojasti oblaci roda Stratus mogu se obrazovati i zgušnjavanjem i spuštanjem sloja oblaka roda Stratocumulus. Oni nastaju i sporim uzdizanjem sloja prizemne magle u početku insolacionog zagrevanja ili pojačanja vetra. Na morskim obalama ovaj oblak može nastati i dolaskom sa mora, uz izvesno uzdizanje sloja advektivne magle.

Slojasti oblaci, i to naročito leti, ne zadržavaju se dugo u periodu insolacije. Usled zagrevanja vazduha oni isparavaju i često od te vodene pare, koja biva zahvaćena konvektivnim strujanjima, nastaju prvi oblaci vertikalnog razvitka.

Debljina slojastih oblaka se obično kreće od nekoliko desetina do nekoliko stotina metara. Samo izuzetno, kao što je navedeno napred (7.4.2) , mogu dostići debljinu i do 2 km, razvijajući se od inverzionog sloja prema Zemljinoj površini.

Slojasti oblaci su sastavljeni od mikroskopskih, pa čak i ultramikroskopskih kapljica ili ledenih iglica ujednačenih dimenzija i zbog toga su koloidno stabilni. Ponekad daju veoma slabe padavine u vidu sipeće kiše (rosulje) ili sićušnih iglica ili loptica leda, i to naročito u hladnijoj polovini godine, kada se i najčešće obrazuju.

Specijalni oblaci

U višoj atmosferi - stratosferi i mezosferi - povremeno se javljaju dve vrste oblaka koje se ne mogu svrstati ni u jednu od postojećih, u stvari troposferskih porodica i rodova oblaka. To su sedefasti i noćni svetleći ili srebrnasti oblaci.

SEDEFASTI OBLACI su veoma tanki i prema tome prozračni oblaci oblika sličnog Ac len, a ponekad gušćem banku Ci. Javljaju se u stratosferi izmedju 21 i 30 km visine. Preko dana imaju sjajnu sedefastu boju sa čestim duginim prelivima (irizacija). U sumrak i pri svitanju, kada se Sunce nalazi nekoliko stepeni ispod horizonta, postaju blešteće svetli.

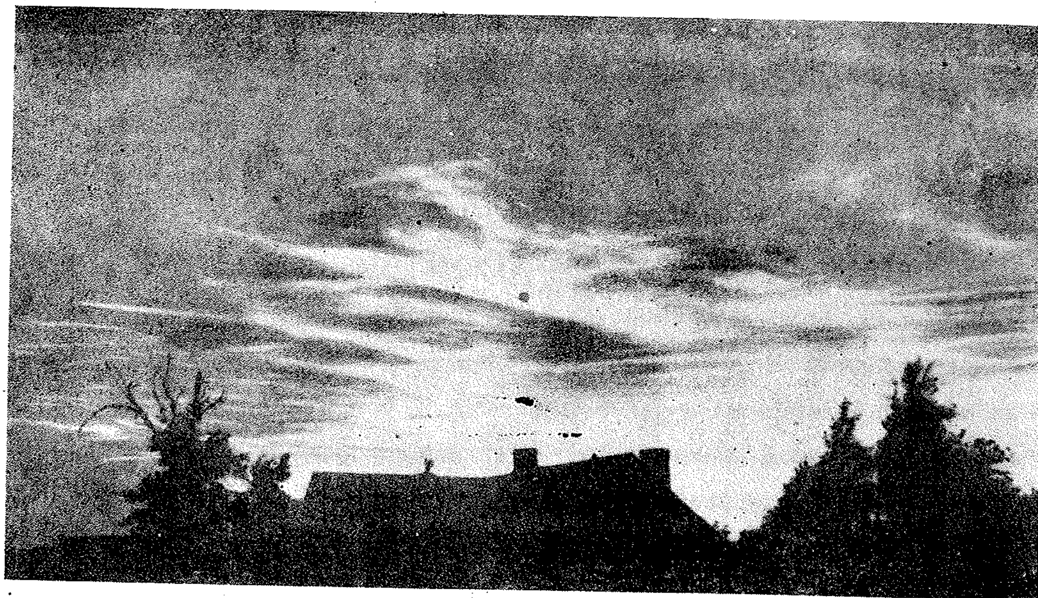
Mikrostruktura sedefastih oblaka još nije dovoljno proučena. Dosadašnja istraživanja sa dosta velikom sigurnošću govore da su sastavljeni od prehladjenih kapljica ili kristala leda loptastog oblika sa prečnikom od oko 2,5 μ .

Sedefasti oblaci su veoma retki i karakteristični su uglavnom za više geografske širine iznad izrazito planinskih predela, kao što su Skandinavsko poluostrvo, Finska i Aljaska. Osmotreni su i u Škotskoj i Francuskoj. Zbog toga se smatra da u njihovom obrazovanju, koje je nesumnjivo uslovljeno talasanjem vazduha, imaju ulogu i talasi većih razmera koji ponekad iznad planinskih predela zahvate i stratosferske slojeve. Medjutim, treba imati u vidu da se oni javljaju u donjem hladnijem delu stratosfere, tj. ispod sloja u kome temperatura brže raste. Na granici termički različitih stratosferskih slojeva, ukoliko se kreću različitom brzinom (što je moguće), javiće se talasna kretanja pa prema tome i oblaci talasa ukoliko su ispunjeni potrebni kondenzaci-

oni, odnosno sublimacioni uslovi.

Brzina kretanja sedefastih oblaka, i to pretežno u struji iz zapadnog kvandranta, jeste oko 75 km/čas. Na posredan način to govori o preovladjujućim zapadnim strujanjima u nižoj stratosferi umerenih geografskih širina.

NOĆNI SVETLEĆI ILI SREBRNATI OBLACI (slika 119) su izuzetno tanki i po spoljnjem izgledu slični Ci. Toliko su zbog toga prozračni da se kroz njih mogu videti zvezde. Obično imaju srebrnastu ili plavičastu boju, ali ponekad mogu biti narandžasti, pa čak i crveni. Pojavljuju se na visini od 75 do 90 km i postaju vidljivi posle zalaska i pre izlaska Sunca, kada se ono nalazi 5^{o} do 13^{o} ispod horizonta. Tada su Sunčevim zracima obasjani visoki slojevi mezosfere, tako da noćni svetleći oblaci postaju toliko svetli da se mogu razlikovati svi detalji na njima. Imaju talasastu strukturu sa paralelnim prugama.



Slika 119.- Noćni svetleći oblaci (iz knjige "Физика облаков").

Noćni svetleći oblaci se retko javljaju, i to samo leti, uglavnom u polarnijem delu umerenih geografskih širina. Na severnoj polulopti češće su vidni na severnoj polovini neba. Postoji pretpostavka da se javljaju i u manjim geografskim širinama, ali zbog kratkog trajanja sumraka i svitanja ne mogu se osmotriti. Ponekad se javljaju u velikim razmerama, tako da pokrivaju stotine hiljada km^2. Mogu se zadržavati nedeljama, pa čak i nekoliko meseci uzastopce.

Mikrofizički sastav noćnih svetlećih oblaka nije još dovoljno poznat. Dugo vremena

se smatralo da su oni sastavljeni od finog vulkanskog pepela. Medjutim, velika visina javljanja i odsustvo svetlosnih pojava koje su karakteristične za oblake vulkanskog porekla, ne idu u prilog ovoj hipotezi. Takodje, nije moglo biti dokazano da su sastavljeni isključivo od kosmičke prašine. Danas se najviše pridaje pažnja teoriji koja pojavu noćnih svetlećih oblaka tumači sublimacijom vodene pare na česticama kosmičke prašine. To se dešava pri veoma niskim temperaturama koje vladaju ispod gornje granice mezosfere (oko $-80^{\circ}C$). Prema tome, ovi specijalni oblaci su po uzrocima postanka slični podinverzionim oblacima u troposferi, što dokazuje i njihova talasasta struktura.

Poreklo vodene pare na tako velikoj visini tumači se uticajem Sunčevog ultraljubičastog zračenja na metan (CH_4), koji se pod njegovim uticajem raspada na atome ugljenika i vodonika. Ovi poslednji se sjedinjuju sa atomima ili molekulima kiseonika i obrazuju H_2O.

Noćni svetleći oblaci se kreću pretežno iz istočnog kvadranta, brzinom od oko 100 m/sec, a ponekad i do 200 - 230 m/sec, što na posredan način govori o preovladjujućim vetrovima istočnog pravca u visokoj atmosferi.

Oblaci ili tvorevine slične oblacima koji ne nastaju u toku prirodnih procesa u atmosferi

U atmosferi se javljaju i oblaci i tvorevine koje su slične oblacima po izgledu, ali ne i po sastavu. Oni nastaju usled neprirodnih uticaja koje najčešće svojom aktivnošću uslovljava čovek ili usled uzroka koji u osnovi nisu fizičko-meteorološke prirode. Neke od tih tvorevina su veoma česte i javljaju se svuda, dok se druge javljaju samo u izuzetnim, obično nepoželjnim prilikama i u nekim oblastima. Takvi oblaci su iz više razloga značajni i treba ih poznavati, izmedju ostalog i zbog toga da bismo ih mogli razlikovati od oblaka koji nastaju u toku fizičko-meteoroloških procesa, jer su često po obliku slični njima.

Posmatranja nebeskog svoda u svim krajevima sveta pokazuju da se veoma često, pri odredjenom stanju viših slojeva troposfere, iza aviona obrazuju tzv. oblačni ili kondenzacioni tragovi u obliku uskih traka bele boje. Ova pojava, koja je slična visokim oblacima, i to naročito kada se posle izvesnog vremena raširi na veću površinu, javlja se kada se avion kreće kroz veoma hladne slojeve vazduha sa visokom relativnom vlažnošću. Osnovni uzrok obrazovanja avionskih oblačnih tragova je kondenzacija ili sublimacija dodatne količine vodene pare, koja dospeva u vazduh u procesu sagorevanja avionskog goriva - kerozina. Ta vodena para nastaje u hemijskog reakciji izmedju vodonika, koji se oslobadja iz goriva, i kiseonika koji sa vazduhom dospeva u avion-

ski motor. Pri sagorevanju 1 kg kerozina obrazuje se oko 1,3 kg vodene pare. Svakako da u obrazovanju avionskih tragova kondenzacije imaju ulogu i higroskopne čestice sagorevanja, koje takodje iz motora dospevaju u atmosferu. Ne treba zanemariti ni uticaj pada vazdušnog pritiska, pa prema tome i temperature vazduha iznad avionskih krila, koji su posledica povećane brzine strujanja vazduha, tj. Bernulijevog efekta.

Avionski tragovi kondenzacije se obično ne zadržavaju dugo, s obzirom da je u tim slojevima vazduh nezasićen vodenom parom. Zbog toga oni brzo isparavaju, i u tom procesu se raspadaju menjajući oblik pod uticajem visinskog strujanja. U nekim slučajevima, kada je atmosfera na tim visinama zasićenija vodenom parom tako da postoje prirodno obrazovani Ci i Cs, avionski oblačni tragovi mogu se zadržati i više časova. Tada se postepeno deformišu u paperjaste, pahuljaste ili vlaknaste oblake slične Ci, Cs ili Cc, tako da se teško mogu razlikovati od njih. Povremena pojava haloa na ovim veštački uslovljenim oblacima pokazuje da su oni pretežno sastavljeni od kristala leda.

Iznad područja zahvaćenih velikih šumskim i stepskim požarima ili požarima petrolejskih izvora ili skladišta, razvijaju se oblaci koji su po svom izgledu i mnogim drugim karakteristikama slični oblacima vertikalnog razvitka. Razlikuju se od njih samo ako su ograničeni na niže slojeve, jer su u njima pretežno sastavljeni od čestica sagorevanja. Tada imaju tamnu boju i veoma brzo, pod uticajem vetra, menjaju oblik i na većim udaljenjima od mesta požara obrazuju tanak sloj sličan oblačnom velu koji Sunčevom i Mesečevom disku ponekad daje plavičastu boju. Kada je požar tih razmera da stvara jaku uzlaznu struju zagrejanog vazduha, može doći i do obrazovanja pravog oblaka vertikalnog razvitka, iz koga čak ponekad pada kiša. Ovu pojavu poznaju stanovnici stepskih i savanskih predela u Africi, pa paljenjem većih kompleksa sasušene vegetacije u suvom periodu uspevaju da na ograničenoj površini uslove padavinski oblak vertikalnog razvitka.

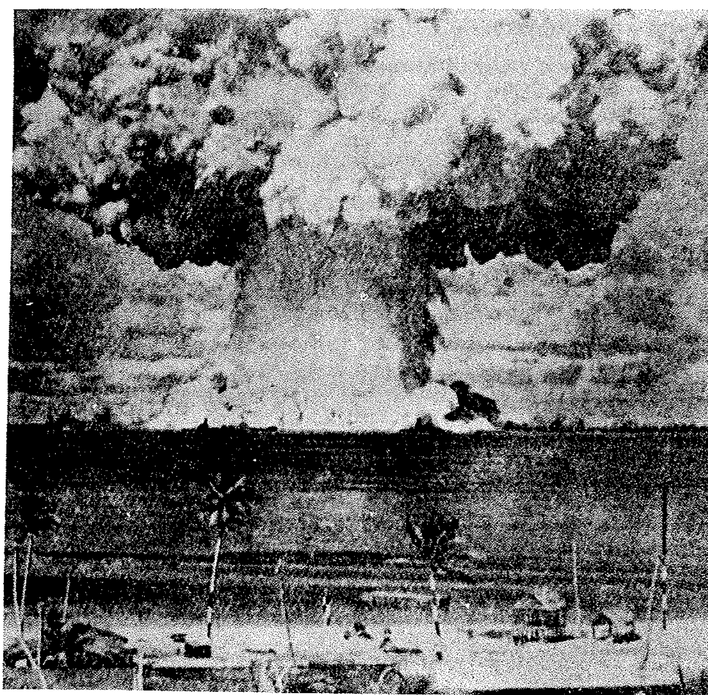
Za vreme II svetskog rata, u toku teških bombardovanja nekih nemačkih gradova zapaljivim bombama, uslovljeni su veoma razvijeni oblaci vertikalnog razvitka. Tako je na primer 23. jula 1943. godine, za vreme noćnog bombardovanja Hamburga, uslovljen požar velikih razmera, koji je po oslobodjenoj toplotnoj energiji bio ravan sagorevanju oko milion tona goriva. Pod uticajem ove toplote obrazovao se ogroman uzlazni vazdušni stub brzine od nekoliko desetina metara u sekundi, što je za nekoliko minuta uslovilo pojavu moćnog oblaka vertikalnog razvitka iz kojeg je pao jak pljusak kiše. Slični razvoji oblaka zapaženi su i u Vijetnamskom ratu za vreme masovne upotrebe napalm bombi od strane Amerikanaca.

U ne tako dalekoj prošlosti češće, a sada povremeno, prirodne atmosferske uslo-

ve remete površinske eksplozije nuklearnih bombi. Osim ostalih efekata takve eksplozije uslovljavaju i karakterističan atomski oblak u obliku pečurke sa velikom horizontalnom i vertikalnom razvijenošću.

Kod nuklearne eksplozije na Zemljinoj površini ili u atmosferi prvo se obrazuje ogromna usijana lopta koja je izvor zaslepljujućeg svetlosnog zračenja i udarnog talasa vazduha, koji se širi velikom brzinom. U momentu eksplozije temperatura ove ognjene lopte je nekoliko miliona stepeni, a u periodu od svega nekoliko desetina sekundi ona se snižava do 2 000 - 3 000°C.

Kada se nuklearna eksplozija izazove na Zemljinoj površini oblak, koji iz ognjene lopte izrasta visoko i brzo u vertikalnom pravcu (slika 120), sastoji se od velike količine izbačenih čestica tla. One u centralnom delu eksplozije isparavaju, a zatim hladeći se ponovo prelaze u čvrsto stanje, postajući veoma radioaktivne.



Slika 120.- Izgled oblaka atomske eksplozije (iz knjige "Meteorology and atomic energy")

Do razvoja atomskog oblaka u vertikalnom pravcu dolazi u jakoj uzlaznoj struji koja se javlja zbog znatno više temperature eksplozijom zahvaćenog vazduha nego što je temperatura okolne atmosfere. Usled adijabatskog hladjenja, izračivanja toplotne energije i turbulentnog mešanja sa okolnim hladnijim vazduhom, brzina uzlazne struje se sa visinom smanjuje. Kada ova uzlazna vazdušna masa dospe u atmosferski sloj u kome joj se temperatura izjednači sa

okolnim vazduhom, iz već poznatog razloga oblak prestaje da se vertikalno razvija i širi, čineći karakterističan oblik pečurkinog šešira. Pri jakim nuklearnim eksplozijama to se može desiti čak i u nižoj stratosferi.

Oblak nuklearne eksplozije sastoji se pored radioaktivnih čvrstih čestica i od kapljica vode, poreklom od vodene pare koja je dospela u uzlaznu vazdušnu struju sa Zemljine površine u momentu eksplozije i iz okolnog vazduha za vreme turbulentnog mešanja. Zbog prisustva ovih kapljica vode i ledenih kristala, atomski oblak u višim slojevima ima belu ili sivu boju.

Veličina ognjene lopte i srazmerno tome horizontalna i vertikalna razvijenost oblaka koji iz nje izrasta zavisi od jačine nuklearne eksplozije. Tako npr. u nuklearnoj eksploziji snage 50 000 tona trotila visina oblaka je 10-13 km, a prečnik mu je oko 4-5 km. Kada nuklearna eksplozija ima snagu od 5 000 000 tona trotila, visina oblaka se kreće od 15 do 27 km, a prečnik mu je oko 30 km.

Posle dostignutog maksimalnog nivoa počinje brže ili sporije rasturanje oblaka nuklearne eksplozije. Krupnije radioaktivne čestice, koje se uglavnom nalaze u donjim slojevima, talože se na Zemljinu površinu u području koje je zahvaćeno oblakom, a takodje iz njega pada kiša koja je veoma radioaktivna i prema tome veoma opasna. Ovo taloženje u blizini mesta nuklearne eksplozije srednjih razmera traje 6-8 časova, a veličina površine na kojoj se to dešava veoma mnogo koleba zavisno od brzine vetra u sloju u kome se javlja oblak. Sitnije radioaktivne čestice vetrom bivaju raznete čak na rastojanja od više hiljada kilometara, što se najčešće dešava kada atomski oblak prodre u stratosferu. Tada radioaktivne čestice iz oblaka nuklearne eksplozije mogu više puta opkružiti Zemlju, taložeći se veoma sporo.

Postoji još jedna vrsta oblaka koji ne nastaju u prirodnim fizičko-meteorološkim procesima i koji se retko javljaju samo u nekim delovima sveta. To su oblaci koji nastaju usled vulkanskih erupcija i koji su slični oblacima vertikalnog razvitka (slika 121).

Oblaci vulkanskog porekla razvijaju se veoma brzo i mogu dostići veliku visinu i širinu. Sastavljeni su uglavnom od vulkanskog pepela, ali se u nekim njihovim delovima nalaze i kapljice vode u količini koja dovodi do padanja kiše. Postepeno se deformišu i prelaze u tanak sloj, koji se može zadržati više nedelja po prestanku erupcije dajući nebu karakterističnu narandžastu boju u toku dana i uslovljavajući svetlosnu pojavu koja se naziva Bišopov prsten, a o kojoj će se govoriti u Glavi 9 (podparagraf 9.1.4).

U slučaju veoma snažnih vulkanskih erupcija, koje imaju eksplozivni karakter,



Slika 121.- Erupcija vulkana Vezuv 1944. godine (iz knjige "Meteorology and the human enviroment"-izdanje SMO)

kao što je već napomenuto u Glavi 2 (podparagraf 2.3.3) čestice vulkanskog pepela mogu dospeti i u stratosferu, zadržavajući se zbog toga u atmosferi veoma dugo kružeći više puta oko Zemlje.

Oblačnost-promena i raspodela u vremenu i prostoru

Kada se na meteorološkoj stanici u medjunarodno utvrdjenim časovima (terminima) odredjuje stanje vremena, pored niza merenja i osmatranja meteoroloških pojava i elemenata, osmatraju se i oblaci, pri čemu se ne odredjuju samo oblik oblaka i njegova visina, već i njihova količina, odnosno tzv. oblačnost. Pod ovim pojmom podrazumeva se deo neba koji je u momentu osmatranja pokriven oblacima bilo kog roda, tj. ukupna površina za osmatrača vidljivog oblačnog pokrivača u odnosu na površinu celog nebeskog svoda.

Oblačnost se najčešće izražava u desetim delovima, odnosno desetinama nebeskog svoda koji pokrivaju oblaci. Kada je, na primer, nebo potpuno pokriveno oblacima, oblačnost iznosi 10/10, a kada je pokrivena samo njegova polovina, oblačnost je 5/10, itd.

Oblaci nisu uvek grupisani već mogu biti više ili manje razbacani, tj. odvojeni vedrinama. Tada se oblačnost odredjuje procenom kolika bi ona bila kada bi svi oblaci bili grupisani.

Oblačnost nema samo značaja za utvrdjivanje stanja vremena, tj. ona nije samo meteorološki element. S obzirom da utiče na bilans zračenja i toplote, ona je i veoma značajan elemenat i činilac klime jednog mesta ili oblasti, zbog čega se na osnovu osmotrene terminske oblačnosti, kao i kod drugih meteoroloških elemenata, izračunavaju njene srednje vrednosti (časovne, dnevne, mesečne, sezonske i godišnje). Te srednje vrednosti se naročito koriste za odredjivanje dnevnih i godišnjih promena (hodova) i geografske raspodele oblačnosti, a na osnovu kojih se uočavaju mnoge značajne karakteristike klime. Svakako da je oblačnost veoma promenljiva u vremenu i prostoru, tako da i na neznatnim rastojanjima postoje velike razlike. Razlog tome je uticaj brojnih činilaca, kao što su npr. preovladjujući vetrovi i vazdušne mase,vrsta podloge, okeanske struje, orografske prepreke, doba godine, itd. Zbog toga se ovde mogu izneti samo neke opšte karakteristike dnevnih i godišnjih hodova i geografske raspodele oblačnosti, koje su dobijene na osnovu dugogodišnjih osmatranja i statističko-klimatoloških izračunavanja.

Dnevni hod oblačnosti je veoma različit, jer se menja sa geografskom širinom i sa godišnjim dobom, a isto tako se razlikuje i izmedju mora i kopna. Radi toga je veoma teško postaviti neko opšte pravilo dnevne promene, kao što je to moguće za većinu ostalih meteoroloških elemenata. Ipak je odavno zapaženo da je dnevna oblačnost u veoma tesnoj vezi sa dnevnim hodom temperature vazduha.

Nad kopnom umerenog pojasa, leti se glavni dnevni maksimum oblačnosti javlja u popodnevnim časovima zbog preovladjujućih konvektivnih oblaka, a sekundarni maksimum oko izlaska Sunca kada se oblačnost povećava zbog povećanja relativne vlažnosti. Glavni minimum nastaje noću kada preovladjuju silazna strujanja vazduha, a sekundarni se javlja u prepodnevnim časovima kada konvektivna strujanja još ne dostižu nivo kondenzacije. Zimi, kada preovladjuju slojasti oblaci, maksimum oblačnosti nastaje u najhladnijim, a minimum u najtoplijim časovima dana, tj. oblačnost prati dnevni hod relativne vlažnosti. Takav hod se zimi javlja i iznad mora, medjutim on je leti suprotan onom na kopnu zato što se konvektivni oblaci najčešće javljaju noću kada je vodena površina toplija od vazduha.

U tropskom pojasu je u toku cele godine izražen dnevni konvektivni maksimum oblačnosti i izraziti noćni minimum. Ovaj dnevni hod je veoma retko izložen neperiodskim promenama, dok je u višim geografskim širinama to dosta čest slučaj, s obzirom na veliku čestinu atmosferskih poremećaja koji uslovljavaju ili smanjuju oblačnost.

Godišnji hod oblačnosti je jednostavniji, ali ipak i dosta različit zavisno od promene geografske širine i vrste podloge.

U ekvatorijalnoj oblasti javljaju se dva maksimuma u periodu oko zenitalnog stanja Sunca, kada je najjača termička konvekcija, i dva minimuma oko solsticija kada je zagrevanje vazduha nešto manje. Zbog malih razlika u uslovima konvekcije izmedju tih perioda godišnje kolebanje oblačnosti je veoma malo.

U ostalom delu tropskog pojasa oblačnost se povećava kada monsunski vetrovi donesu vlažan i nestabilan ekvatorijalni vazduh, a period vedrog vremena nastaje za vreme duvanja pasata, koji naročito na kopnu donose veoma suv vazduh. Takav godišnji hod sa letnjim maksimumom i zimskim minimumom oblačnosti karakterističan je za sve monsunske oblasti-tropske i vantropske - pošto u toku leta ovi vetrovi donose vlažan vazduh maritimnog porekla, a zimi suv kontinentalni vazduh.

U umerenim geografskim širinama godišnji hod oblačnosti zavisi od preovladjujućih vertikalnih strujanja, tj. vladavine odredjenih barskih sistema. Maksimum se javlja kada preovladjuje nizak vazdušni pritisak sa odgovarajućim uzlaznim strujanjima. To je na moru zimi, a na kopnu leti. Minimum je uslovljen preovladjujućim visokim vazdušnim pritiskom, tj. silaznim vazdušnim strujanjima, i to je na moru leti, a na kopnu zimi. Medjutim, na većem delu kopnenih površina u umerenom pojasu, uključujući tu i našu zemlju, pravi kontinentalni godišnji hod oblačnosti se ne javlja, već on ima više maritimne karakteristike. Tako se maksimum oblačnosti u svim krajevima naše zemlje javlja uglavnom u decembru, a mestimično u novembru i januaru. Minimum oblačnosti u nas je karakteristika jula i avgusta. Maksimum u hladnijem delu godine uslovljen je velikim okeanskim uticajem, koji se prenosi čestim prodorima maritimnih vazdušnih masa u preovladjujućim strujanjima zapadnog kvadranta. Pravi godišnji kontinentalni hod oblačnosti javlja se jedino u istočnom delu Azije, gde u toku zime preovladjuje jak anticiklon, a leti depresija.

Geografska raspodela oblačnosti uslovljena je prvenstveno opštom cirkulacijom atmosfere. Prema tome kada se znaju uslovi i uzroci obrazovanja oblaka uopšte, a posebno pojedinih porodica i rodova, i kada se znaju karakteristike opšte cirkulacije atmosfere, može se sa dosta velikom tačnošću i bez odgovarajućih podataka znati kakva je opšta raspodela oblačnosti na Zemlji. Precizno se do takvog saznanja dolazi na osnovu kartografskih prikaza srednje oblačnosti pomoću odgovarajućih izolinija koje se nazivaju izonefe.

Na kartografskim prikazima oblačnosti za celu Zemlju prvo se zapaža povećana

oblačnost u ekvatorijalnoj oblasti. Uzrok tome su velika relativna vlažnost vazduha zbog prisustva velike količine vodene pare, kao i preovladjujuća uzlazna strujanja. To znači da u tom pojasu preovladjuje oblačnost konvektivnog porekla.

Prema povratnicima, tj. prema pojasu preovladjujućih silaznih vazdušnih strujanja, smanjuje se uticaj vlažnih ekvatorijalnih vazdušnih masa koje donose monsuni i oblačnost je sve manja. U samom suptropskom pojasu, izmedju 20^{o} i 30^{o} g.š, gde je relativna vlažnost izuzetno mala, oblačnost je minimalna. To je naročito izraženo na kontinentima, gde u suptropskim pustinjama vlada skoro permanentno vedro vreme. Srednja godišnja oblačnost je u njima ispod 2/10, pa čak i ispod 1/10.

Sa daljim povećanjem geografske širine oblačnost opet raste i maksimalnu vrednost dostiže u zoni najintenzivnije ciklonske aktivnosti izmedju 60^{o} i 75^{o} g.š. U ovom umerenom pojasu javljaju se svi rodovi oblaka. Leti ipak preovladjuju oblaci vertikalnog razvitka, a zimi slojasti oblaci, uglavnom frontalnog i ciklonskog porekla.

Oblačnost je uopšte manja iznad kopna nego iznad mora. Najoblačniji delovi na Zemlji su obalna područja pored kojih teku tople okeanske struje i uzdižu se visoke kompaktne planine, a nalaze se pod uticajem preovladjujućih vetrova sa okeana. To su npr. obalni delovi Norveške (Evropa) i Britanske Kolumbije (Severna Amerika), gde srednja godišnja oblačnost prelazi 8/10. Svetski maksimum oblačnosti nalazi se u Magelanovom moreuzu u mestu Evangelistas (Južna Amerika), gde je srednja godišnja oblačnost oko 9/10.

Naša zemlja ima uglavnom srednju godišnju oblačnost 5-6/10, osim nekih viših planinskih delova gde je nešto veća i dostiže i do 6,5 - 6,8/10. Sa takvom oblačnošću ona spada u vedriji deo Evrope. Oblačnost je naročito mala na Primorju, u južnom delu Hercegovine i Crne Gore, i u nižim južnijim delovima Makedonije. U tim delovima naše zemlje srednja godišnja oblačnost je manja od 5/10, pa čak iznosi i oko 4,2 - 4,5/10.

7.5. PADAVINE

Svi oblici kondenzovane, sublimirane ili smrznute vode koji u tečnom, čvrstom ili mešanom stanju padaju iz oblaka na Zemljinu površinu, ili se pak obrazuju neposredno na njoj, nazivaju se padavine. Kao meteorološke pojave one se svrstavaju u hidrometeore.

U vezi sa mestom obrazovanja padavine se dele na dve grupe. U prvu grupu spadaju

one koje se obrazuju na Zemljinoj površini ili na predmetima na njoj, a to su: rosa, slana, inje i poledica. Druga grupa obuhvata padavine koje se obrazuju u atmosferi, tj. u oblacima i maglama i koje pod uticajem sile Zemljine teže padaju na Zemljinu površinu. To su kiša, rosulja, sledjena kiša, sneg, susnežica, krupa, zrnast sneg, sugradica, grad, ljutina (ledene iglice). Ova druga grupa padavina je mnogo značajnija za vodni bilans Zemljine površine, tj. ciklus kruženja vode, jer ona Zemljinoj površini daje najveću količinu vode. Zbog toga će se njoj u ovom paragrafu posvetiti veća pažnja.

Sve padavine se razlikuju po količini vode koju donose na Zemljinu površinu. Po toj osobini se medjusobno razlikuju i iste vrste padavina. Ova njihova osobina odredjuje se merenjem pomoću specijalnih instrumenata koji se zovu kišomeri, a ukoliko se ona registruje onda se takvi registrirni instrumenti nazivaju ombrografi ili pluviografi. Pomoću ovih instrumenata, količina padavina se meri u milimetrima (mm) sloja vode, koji bi se obrazovao na m^2 Zemljine površine u odsustvu isparavanja, oticanja i upijanja. Jednom milimetru padavina približno odgovara jedan litar vode po m^2 površine. Izmerena količina padavina se najčešće odnosi na 24 časa, od 07 do 07 časova, a sabiranjem ovih dnevnih količina dobijaju se količine padavina za dekadu, mesec, godišnje doba, čitavu godinu, ili za bilo koji željeni period.

Za poznavanje karakteristika padavina veoma je značajno i u kakvom vremenskom periodu neka njena količina dospe na Zemljinu površinu. Zbog toga se padavine razlikuju po trajanju i intenzitetu*), što se naročito odnosi na one koje padaju iz oblaka. Po tome se one dele na kratkotrajne i dugotrajne, odnosno na slabe, umerene i jake.

Po karakteru padanja padavine se dele na pljuskovite, ujednačene i sipeće.

Pljuskovite padavine su jake i kratkotrajne. Odlikuju se iznenadnim početkom i prestankom, kao i kolebanjima u intenzitetu padanja. Zahvataju male površine. Takav karakter mogu imati kiša, sneg, susnežica, grad i sugradica.

Ujednačene padavine zahvataju veliku površinu. Intenzitet im se menja samo u početku, kada postepeno jačaju i na kraju kada postepeno slabe. Dugotrajne su i mogu padati više časova, pa i desetina časova. Takav karakter imaju kiša, sneg i susnežica.

Sipeće padavine su veoma slabe, tj. imaju izvanredno mali nepromenljivi intenzitet. Dugo traju, a daju malu količinu padavina. Takvim karakterom se odlikuju sipeća kiša (rosulja), zrnast sneg i sipljenje nerazvijenih kristala leda.

---

*) Pod intenzitetom padavina podrazumeva se količina padavina koja padne u jedinici vremena (mm/min).

Značajno je napomenuti da je istraživanjima utvrdjeno da količina padavina koja padne iz jednog oblaka višestruko prevazilazi količinu vode koja se nalazi u njemu, što znači da se ona neprekidno obnavlja. Tako je npr. istraživanjima koja su vršena u SSSR-u u velikom broju oblaka roda Cb, koji su davali padavine većeg intenziteta od 1 mm/min, ustanovljeno da je količina vode koja je pala 2 do 17 puta, odnosno u proseku 9 puta prevazilazila količinu vode sa kojom je oblak u trenutku merenja raspolagao. U takvim oblacima se svakih 7-12 minuta obnovi rezerva vode koju, kao što je poznato, uglavnom donose uzlazna vazdušna strujanja.

Padavine počinju da padaju prema Zemljinoj površini od onog momenta kada se kapljice vode ili kristali leda u oblacima povećaju do takvih dimenzija da svojom težinom mogu savladati otpor vazduha i uzlaznih vazdušnih strujanja. Da bi dospeli do Zemljine površine, oni treba da imaju i takve dimenzije koje ih obezbedjuju od potpunog isparavanja pri prolasku kroz topliji i suvlji sloj vazduha ispod oblaka. Prema tome, s obzirom na različitu jačinu uzlaznih strujanja u oblaku i različitu temperaturu i relativnu vlažnost podoblačnog vazduha, kapljice vode i kristali leda moraju ostvarivati veoma različite dimenzije da bi dospeli do Zemljine površine. U nekim slučajevima one ne postižu odgovarajuće dimenzije i iz takvog oblaka nema padavina ili one na izvesnoj visini ispod njega potpuno isparavaju, što se vidno manifestuje padavinskim zavesama (virga). Medjutim, u znatnom broju slučajeva, a naročito kod odredjenih rodova oblaka koji su koloidno nestabilni, kapljice vode i kristali leda dobijaju i mnogo veće dimenzije od onih koje su im potrebne da bi dospeli do Zemljine površine. Iz toga se može zaključiti da je za potpuno razumevanje procesa stvaranja padavina iz oblaka i magli od najvećeg značaja poznavanje načina ukrupnjavanja čestica oblaka do tzv. padavinskih dimenzija. Zbog toga će se tom značajnom pitanju u ovom paragrafu prvo posvetiti odgovarajuća pažnja.

7.5.1. Procesi porasta kapljica vode i kristala leda u oblacima i maglama

Kapljice vode sa prečnikom većim od 0,5 mm, koje predstavljaju već kišne kapi i čiji položaj više ne zavisi od molekularno-kinetičkog kretanja, tj. koje ne lebde u vazduhu zbog njegovog otpora već padaju prema Zemljinoj površini pod uticajem sile Zemljine teže, mogu dobiti te dimenzije na sledeća dva osnovna načina:

1. putem dalje neposredne kondenzacije vodene pare na mikroskopski sićušnim kapljicama oblaka; i

2. spajanjem, tj. koagulacijom većeg broja manjih kapljica.

Povećanjem kapljica putem neposredne kondenzacije ne može se objasniti obrazo-

vanje većih kišnih kapi, već samo manjih kapljica sipeće kiše (rosulje), jer je ovaj proces izvanredno spor. Naime, zameci kapljica u oblaku u početku veoma brzo ali kratko rastu usled kondenzacionog nagomilavanja molekula vode. Dostižu dvostruku, pa i trostruku veličinu, a zatim se ovaj proces njihovog ukrupnjavanja veoma mnogo usporava. Da bi oni dalje rasli usled kondenzacije i dostigli prečnik sićušnih kapi od 0,1 - 0,2 mm bile bi potrebne desetine časova, što je praktično nemoguće da se ostvari jer se ne može zamisliti da oblak u tako dugom periodu ne doživi ozbiljne promene, pa čak i u potpunosti ne iščezne. Do takvog porasta, koji dovodi do obrazovanja sićušnih kapljica kiše, može doći samo u oblacima roda St i Sc, koji se mogu dugo održavati. U najvećem broju slučajeva kondenzacionim ukrupnjavanjem prečnik kapljica vode može se maksimalno povećavati do nekoliko stotih delova milimetra, pa prema tome ovaj proces daje samo osnovni materijal za dalji porast pod uticajem drugih procesa i utoliko je značajan.

Istraživanja u laboratorijskim uslovima, i u samim oblacima i maglama, pokazala su da se istovremeno sa procesom kondenzacije odigrava i proces spajanja manjih kapljica u veće, koji je poznat pod imenom koagulacija. Do koagulacije kapljica dolazi na više načina, i to:

a) molekularno-kinetičkim (Braunovim) kretanjem;
b) turbulencijom;
c) električnim i hidrodinamičkim silama privlačenja; i
d) nejednakom brzinom padanja i uzdizanja kapljica različitih dimenzija.

Molekularno-kinetičko kretanje, kome se podvrgavaju najsićušnije kapljice u oblacima, dovodi do njihovog spajanja pri dosta čestim sudarima. To se najčešće dogadja kada je koncentracija takvih kapljica velika. Medjutim, ovaj proces ukrupnjavanja kapljica je takodje spor i na takav način mogu se stvoriti pri najpovoljnijim uslovima u najboljem slučaju samo kapljice sipeće kiše, a nikako kišne kapi. Prema tome ovaj proces je skoro beznačajan za neposredno obrazovanje padavina, ali dovodi do stvaranja razlika u dimenzijama kapljica, što je značajno za njihovo dalje ukrupnjavanje.

U turbulentnom vazduhu povećava se mogućnost sudara kapljica, pa prema tome i njihovog spajanja u veće kapi. Pošto se vazduh u nekim oblacima nalazi u ovim vrtložnim strujanjima, može se smatrati da je ovaj način povećanja kapljica značajniji od prethodnog, ali ipak ni on nije najvažniji za neposredno obrazovanje kišnih kapi.

Sile privlačenja izmedju različito naelektrisanih kapljica takodje su uzrok njihovog spajanja. Ovaj proces nije dovoljno ispitan, ali po svemu sudeći nije mnogo značajan za ukrupnjavanje kapljica u oblaku. Uzrok tome je njihov mali električni naboj i dosta veliko medjusobno rastojanje.

Osim toga najveći broj kapljica vode u oblaku ili pojedinim njegovim delovima je jednoznačno naelektrisan, što onemogućava njihovo spajanje jer se one medjusobno odbijaju.

Sličan značaj za porast kapljica u oblaku i u magli imaju i hidrodinamičke sile privlačenja.

Najvažniji način koagulacije kapljica vode, koji dovodi do stvaranja kišnih kapi, jeste njihova nejednaka brzina padanja prema Zemljinoj površini, zbog različitih dimenzija. Do takvih razlika u veličini, odnosno težini dolazi u napred opisanim kondenzacionim i koagulacionim procesima rasta kapljica u samom oblaku, usled čega će kapljice padati različitom brzinom. Veće kapljice će padati brže i sustizati manje, spajajući se sa njima. Na taj način one će se ukrupnjavati, povećavajući dalje svoju brzinu padanja i mogućnost za dalji rast na ovaj način. Ovaj proces obrazovanja kišnih kapi, čiju je teoriju 1948. godine dao američki naučnik Lengmur (J. Langmuir), naziva se gravitaciona koagulacija, jer je ona uslovljena silom Zemljine teže. Očigledno da je to najbrži, pa prema tome i najznačajniji način obrazovanja kapljica vode.

Na sličan način do koagulacije može doći i onda kada se kapljice različite veličine uzdižu različitom brzinom u uzlaznoj vazdušnoj struji. Manje kapljice na tom putu mogu nailaziti i na veće kapljice koje lebde ili koje su zbog težine savladale uzlazna strujanja i padaju prema Zemljinoj površini. Ovaj uzrok koagulacionog porasta je značajan i zbog toga što kapljice, koje su uzdignute na veću visinu, padaju posle kroz veću masu oblaka, što im omogućuje dalje povećanje usled gravitacione koagulacije.

Teoretski je postavljeno pravilo da je porast kapljica usled gravitacione koagulacije proporcionalan, a brzina kondenzacionog rasta obrnuto proporcionalna kvadratu njihovog poluprečnika. Naime, brzina rasta kapljica u procesu gravitacione koagulacije je sve veća, što je brzina njihovog padanja veća, tj. što su one veće.

Značajno je napomenuti da je za obrazovanje kišnih kapi u kombinovanim procesima kondenzacije i sublimacije potrebno od 20 minuta do 1 časa.

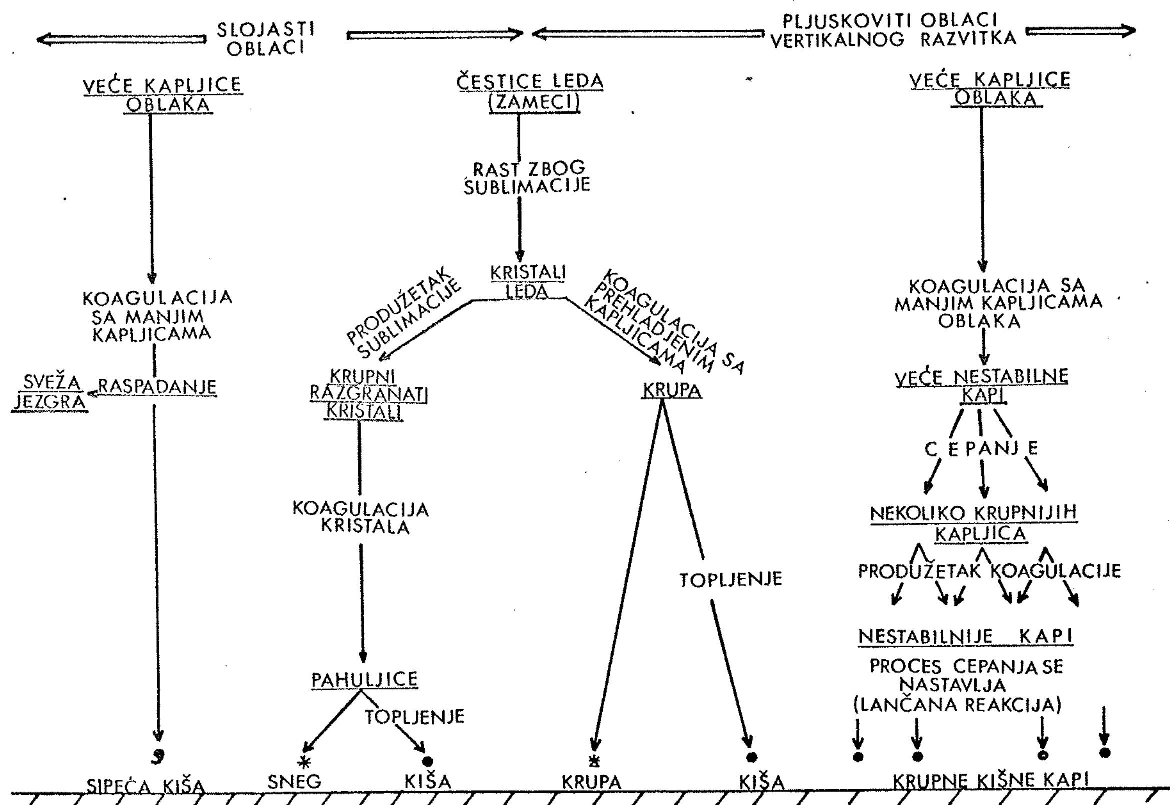
Putem neposredne sublimacije i koagulacije obrazuju se veći kristali leda i snežne pahuljice. Gravitaciona koagulacija je značajna za porast čestica leda u oblacima ne samo zbog toga što ona nastaje njihovim medjusobnim spajanjem, već i zbog toga što do nje dolazi u sudarima sa prehladjenim kapljicama vode koje se odmah mrznu(podparagraf 7.3.4). Kada je ovo mržnjenje veoma intenzivno, tj. kada su sudari česti i jaki, na ovaj način se neće ostvarivati porast kristala leda na njihovim uglovima, tj. ne obrazuju se pahuljice, već se prehladjena voda na njima

razliva, mrzne i stvara sferokristale koji mogu dostići i veoma velike dimenzije (krupa, sugradica i grad).

Spajanjem većeg broja malih pahuljica mogu se obrazovati velike snežne pahuljice, o čemu će kasnije biti reči. Kada ove snežne pahuljice i pahulje u toku padanja prolaze kroz slojeve sa pozitivnom temperaturom, one se mogu istopiti i dospeti na Zemljinu površinu kao kišne kapi. Smatra se da znatan deo padavina u tečnom stanju nastaje baš na ovaj način. Zbog toga mnogi naučnici daju kristalima leda prvorazrednu ulogu, i to ne samo u obrazovanju snega i drugih čvrstih oblika padavina iz oblaka, već takodje i kiše. Kao što je već više puta napomenuto vazduh može biti zasićen, ili čak znatno prezasićen vodenom parom za kristale leda (površina leda), a da istovremeno bude nezasićen za kapljice vode (površina vode). Zbog toga se, kao što je poznato, u oblacima mešanog sastava odvija Beržeronov proces, tj. lakše i brže se talože molekuli vodene pare na kristalima leda (sublimacija), nego na kapljicama (kondenzacija). Ove druge čak i isparavaju u uslovima nezasićenog vazduha za njih. Prenos vode sa kapljica na ledene kristale u oblacima je veoma brz i odvija se burno, i to naročito na temperaturi od oko $-12^{o}C$, kada je razlika u maksimalnom naponu vodene pare iznad leda i vode najveća.

Iz svega ovoga može se još jednom zaključiti da najobilnije padavine daju oblaci mešanog sastava, u kojima dolazi do brzog povećanja kristala leda. Oni zatim padaju iz oblaka i dospevaju na Zemljinu površinu kao padavine u čvrstom ili tečnom stanju, zavisno od temperature slojeva vazduha kroz koje na tom putu prolaze. Mnogi naučnici, a medju njima naročito Findajzen (W. Findeisen) i Beržeron, smatrali su da su oblaci jednorodnog sastava kao "fabrike" padavina sterilni. Istraživanja vršena u samim oblacima umerenih širina idu u prilog takvoj teoriji, jer se došlo do zaključka da je 90% padavina poreklom iz oblaka mešanog sastava, tj. onih koji su izrazito koloidno nestabilni. Ipak se ta teorija mora smatrati nepotpunom pošto u tropskom pojasu i oblaci vertikalnog razvitka koji nisu dostigli nivo negativnih temperatura, tj. nultu izotermu (Cu cong), mogu dati obilne pljuskovite padavine. Ovaj nedostatak teorije o obrazovanju padavina odklonjen je otkrićem da u takvim oblacima, slično kao u onim mešanog sastava, neposredno kondenzaciono rastu veće kapljice na račun onih manjih zbog razlike u maksimalnom naponu vodene pare, a zatim se ukrupnjavaju u procesu gravitacione koagulacije.

Na kraju treba reći da su procesi obrazovanja raznih vrsta tečnih i čvrstih padavina, koji su šematski po Mejsnu prikazani na slici 122, veoma složeni. Iako se o njima danas dosta zna ipak postoji još niz nepoznanica. Zbog toga se njihovom istraživanju, a naročito zbog mogućnosti veštačkog delovanja na njih, danas posvećuje velika pažnja. O načinu obrazovanja pojedinih vrsta padavina još će se govoriti do kraja ovog paragrafa.



Slika 122.- Shema obrazovanja padavina iz oblaka prema Mejsnu

7.5.2. Padavine koje se obrazuju u oblacima

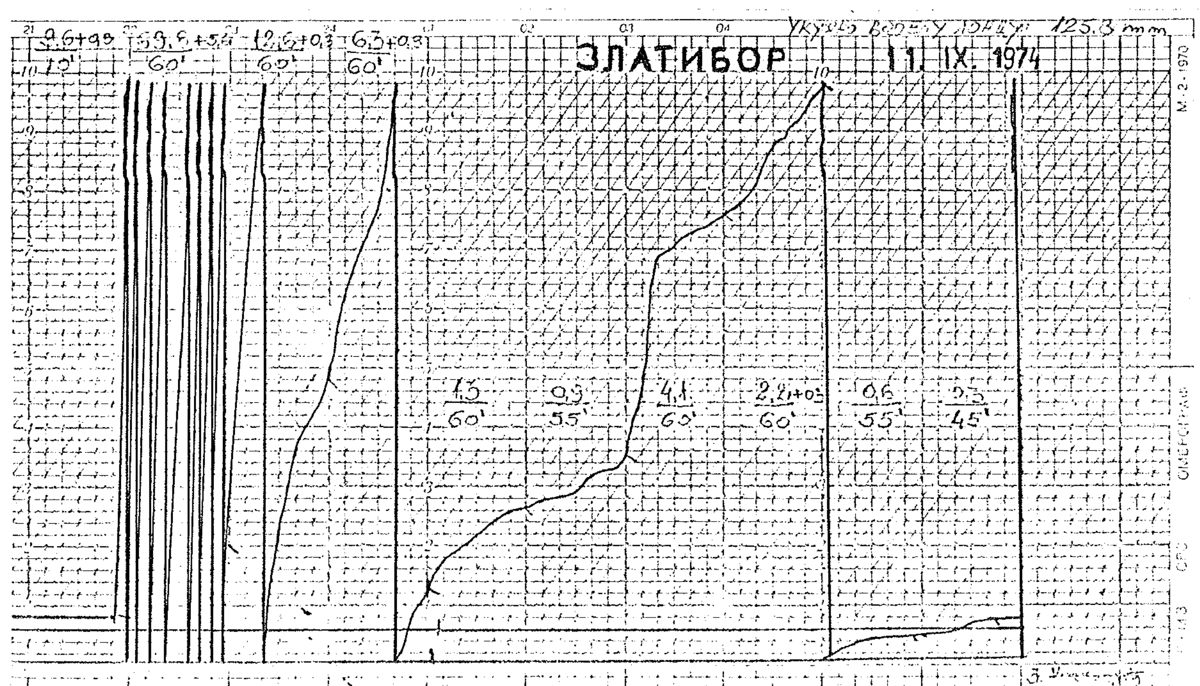
KIŠA je nesumnjivo najrasprostranjeniji oblik padavina. Pada u svim godišnjim dobima i u svim geografskim širinama, od ekvatorijalnih do polarnih. Ovaj hidrometeor, čiji je način obrazovanja detaljno opisan napred, obično nastaje na temperaturama iznad $0^{o}C$, ili neznatno ispod nje. Prečnik kišnih kapi se kreće od 0,5 do 3,5 mm, a u nekim slučajevima iz oblaka vertikalnog razvitka mogu padati i kapi sa prečnikom do 7 mm. Veće kapi se ne mogu javiti, jer se padajući deformišu zbog otpora vazduha i raspadaju se na više manjih kapljica. U stvari veličina kišnih kapi je veoma različita i čak istovremeno mogu padati i najmanje i najveće. Tipične kapi najčešće umerene kiše imaju prečnik od oko 2 mm. Pri prolazu kroz sloj vazduha ispod oblaka veličina im se smanjuje zbog isparavanja. To se najčešće dešava u početku padanja kada taj vazduh ima malu relativnu vlažnost, i kada se može desiti da kišne kapi potpuno isparavaju znatno iznad Zemljine površine.

Brzina padanja kišnih kapi zavisi od njihove veličine i jačine uzlaznih i silaznih vazdušnih strujanja. U svakom slučaju padaju brže krupnije kapi, ali ovaj porast brzine nije veliki, jer se većim kapima suprotstavlja i veći otpor vazduha.

Kiša velikog intenziteta, većeg od 1 mm/min naziva se pljusak kiše i, kao što je poznato, pada iz moćnih oblaka vertikalnog razvitka. Za veoma kratko vreme kiše takvog intenziteta mogu dati izvanredno veliku količinu padavina koja može imati katastrofalne posledice. To se najčešće dešava u planinskim predelima, a naročito onim primorskim. Takodje pljuskovi kiše velikog intenziteta kao što je već poznato padaju u tropskim monsunskim oblastima za vreme vladavine letnjeg monsuna, kao i u oblastima koje su zahvaćene tropskim ciklonima. Koliko su to intenzivne padavine, pored već datih primera, mogu pokazati i sledeći karakteristični slučajevi.

Na Havajskim ostrvima jednom je intenzitet pljuska iznosio 21,5 mm/min i za 4 minuta je palo 86 mm padavina. Na ostrvu Javi (Indonezija) u veoma jakom i dugotrajnom pljusku u januaru 1952. godine za tri dana palo je 4 000 mm padavina. U Čerapundži (Indija) palo je čak za 24 časa 2 300 mm pri srednjem intenzitetu od 100 mm/čas.

Pljuskovite padavine velikog intenziteta, koje za kratko vreme daju preko 100 mm padavina, karakteristika su skoro svih krajeva naše zemlje. Tako je, na primer, u Sinju 1.VII 1953. godine za 2 časa palo 100,8 mm, u Lipovljanima 17.VI 1954. godine takodje za 2 časa 137,6 mm, a na Korčuli 9.XI 1953. godine 343,9 mm. Na Zlatiboru, na dan 11.IX 1974. godine za 9 časova palo je oko 120 mm. Intenzitet padavina je u tom slučaju, kao što se može videti iz kopije ombrograma na slici 123, iznosio u prvom času, kada je palo oko 80 mm, 1,3 mm/min.



Slika 123.- Kopija ombrograma za vreme pljuska na Zlatiboru dana 11.IX 1974. godine

Povremeno, a naročito u hladnijem delu godine, iz niskih oblaka roda Stratus i iz magli, a ponekad i iz Stratocumulusa, sipi veoma slaba kiša, čije kapi imaju prečnik od 0,05 do 0,5 mm. Ovaj oblik padavina, kako je već napomenuto, naziva se rosulja, sipeća kiša, sipljenje ili izmaglica. S obzirom na dimenzije, kapi rosulje veoma sporo padaju, tako da prividno izgleda kao da lebde u vazduhu, a kreću se u raznim pravcima i pri najmanjem dašku vetra. Ovaj hidrometeor daje veoma malu količinu padavina i pored dugog trajanja.

Poseban oblik padavina je smrznuta kiša koja pada u obliku malih prozračnih ledenih loptica prečnika 1-3 mm. Padanje ovih sferoidnih čestica leda ukazuje na postojanje inverzije temperature, jer one nastaju topljenjem pahuljica u toplom sloju, a zatim smrzavanjem nastalih kapljica u hladnom podinverzionom sloju u kome su temperature negativne.

SNEG je, posle kiše, u umerenim geografskim širinama najčešći i najrasprostranjeniji oblik padavina. Pada u toku zime, ali je u višim planinskim predelima moguć i u najtoplijim mesecima. U polarnim predelima je skoro isključivi oblik padavina i njegova pojava nije vezana za odredjeni period godine.

Snežne pahuljice veoma pravilnog, lepog, raznolikog i složenog oblika obrazuju se, kao što je već poznato, sublimacijom vodene pare i smrzavanjem prehladjenih kapljica vode na kristalima leda, najčešće oblika šestostranih pločica i prizmi (podparagraf 7.4.1). Pahuljice zbog toga najčešće imaju oblik šestostranih zvezdica, ali iz oblaka mogu padati i nerazgranati kristali. Tako se, npr. od trouglastih pločica, koje se ponekad jave, razvijaju trostrane zvezdice. Ponekad se javljaju u obliku 12-stranih zvezdica, pa čak i u obliku pehara. Interesantno je napomenuti da pojedine pahuljice mogu biti sastavljene i od stotinak elementarnih kristala leda.

Pahuljice se pri sudarima spajaju i obrazuju se veće pahulje koje, zahvaljujući suprotstavljanju vazduha, sporo padaju prema Zemljinoj površini. Prosečan prečnik pahulja je oko 2,5 cm, a retko imaju veći prečnik od 3-4 cm. Veće pahulje su još redja pojava ali su moguće. Tako je npr. 4.XII 1892. god. u Čehoslovačkoj padao sneg čije su pojedine pahulje imale prečnik 8-12 cm. U Sloveniji i Makedoniji 17.IV 1954. godine prečnik pahulja je dostizao 6-8 cm. Jasno je da je u takvim slučajevima spojeno više zvezdastih pahuljica, a što se najčešće dešava na temperaturama oko $0^{o}C$. Takve pahulje mogu dospeti do Zemljine površine iako je temperatura u njenoj blizini i $3^{o}C$, a pojedine od njih čak ako je ona $4-7^{o}C$. Dok na ovim višim temperaturama padaju ove veće i vlažne pahulje, tj. vlažni sneg, na nižim negativnim temperaturama, koje vladaju i iznad Zemljine površine, padaju suve pahuljice. To su pahuljice pretežno pravilnog zvezdastog oblika, tj. suvi sneg ili sneg pršić, kako ga u nekim našim krajevima nazivaju. Dok vlažni sneg veoma teško obrazuje snežni pokrivač jer se topi, sneg pršić ga stvara i obično je

on tada dugotrajan. Uloga i značaj snežnog pokrivača su već poznati iz prethodnih glava. Medjutim, treba spomenuti da on sadrži značajnu količinu vode, koja kao rezerva u umerenim širinama postaje naročito aktivna u ciklusu kruženja vode na kraju hladnog perioda, tj. u proleće.

Ponekad u hladnijem delu godine iz oblaka vertikalnog razvitka pada pljusak snega u obliku većih pahulja. U uslovima pozitivnih temperatura u podoblačnom sloju vazduha ponekad pada i pomešana kiša sa pahuljama, tj. susnežica. Do toga u našim geografskim širinama dolazi naročito u kasnu jesen i rano proleće.

Značajno je napomenuti da pri istovremenom trajanju kiše i snega manje padavina daje ovaj drugi hidrometeor. To je sasvim razumljivo kada se zna da je gustina snega 10 do 12,5 puta manja od gustine vode. Tako na primer topljenjem jedne pahulje prečnika oko 10 mm nastaje kap kiše prečnika 0,5 mm.

Za sneg su vezane još neke značajne pojave. Kada on pada pri pojačanom vetru, a naročito kada je i obilan, takva pojava se naziva vejavica. Tada snežne pahuljice ili pahulje nošene vetrom padaju veoma gusto i pod kosim uglom. Pojava prenosa snega, koji se već nalazi na Zemljinoj površini, zbog duvanja vetra i turbulencije, naziva se mećava. Ova pojava, koja takodje spada u grupu hidrometeora, javlja se pri različitim brzinama vetra. Počinje kada je brzina vetra 4-6 m/sec, ali je pri samoj Zemljinoj površini prenos snega moguć čak i kada je ova brzina oko 2 m/sec. Do toga dolazi kada je snežni pokrivač obrazovan od suvog rastresitog snega. Kada je snežni pokrivač vlažan i kada se na njemu uhvati ledena kora, mećave neće biti ni pri veoma velikim brzinama vetra. Razlikuju se dve vrste mećave, i to:

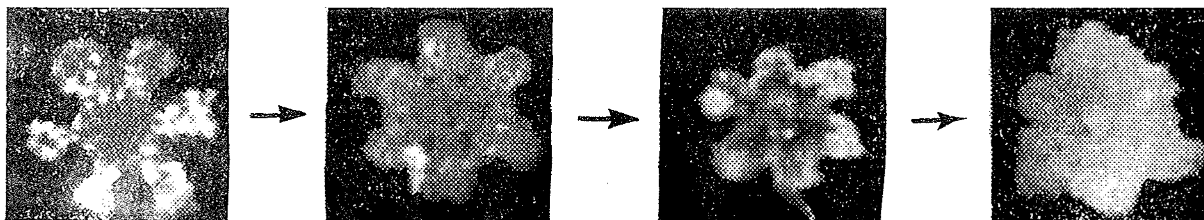
1. niska mećava, koja predstavlja skup vetrom podignutih čestica snega na malu visinu iznad tla, tako da horizontalna vidljivost na nivou oka osmatrača (1,80 m) nije osetno smanjena;

2. visoka mećava, koja predstavlja skup vetrom uzdignutih čestica snega na dosta veliku visinu iznad tla, tako da je vidljivost obično osetno smanjena.

Ponekad se javlja mećava sa istovremenim padanjem snega, tj. sa vejavicom koju nazivaju opšta mećava. Pri visokoj mećavi u nekim slučajevima je teško proceniti da li istovremeno pada i sneg, jer se pokrenuti sneg sa Zemljine površine uzdiže u velikoj količini do znatne visine u vrtložnim (turbulentnim) kretanjima vazduha pa znatno smanjuje i horizontalnu i vertikalnu vidljivost.

Mećave su veoma značajne meteorološke pojave, jer otežavaju normalan saobraćaj i nanose štetu poljoprivredi, stvarajući nanose ili odnoseći sneg sa polja zasejanih ozimim kulturama.

U koloidno nestabilnim oblacima mešanog sastava, u kojima postoje uslovi za intenzivnu sublimaciju i mržnjenje vode, obrazuju se krupa, sugradica i grad. Ledeni kristali ili snežne pahuljice, poreklom iz viših delova ovih oblaka, krećući se kroz njihove prehladjene delove, dobijaju neprozračnu ledenu prevlaku, sličnu inju (slika 124). Ova neprozračna zrnca leda, koja po gradji podsećaju na sneg, nazivaju se snežna krupa ili zrnasti sneg (cigančići). Izduženog su oblika ili nešto spljoštenog, prečnika obično manjeg od 1 mm. Zimi, kada se uglavnom i javljaju, padaju iz oblaka roda Stratus u vrlo maloj količini. Ne odskaču primetno od zemlje, niti se raspadaju. Lako se drobe prstima.



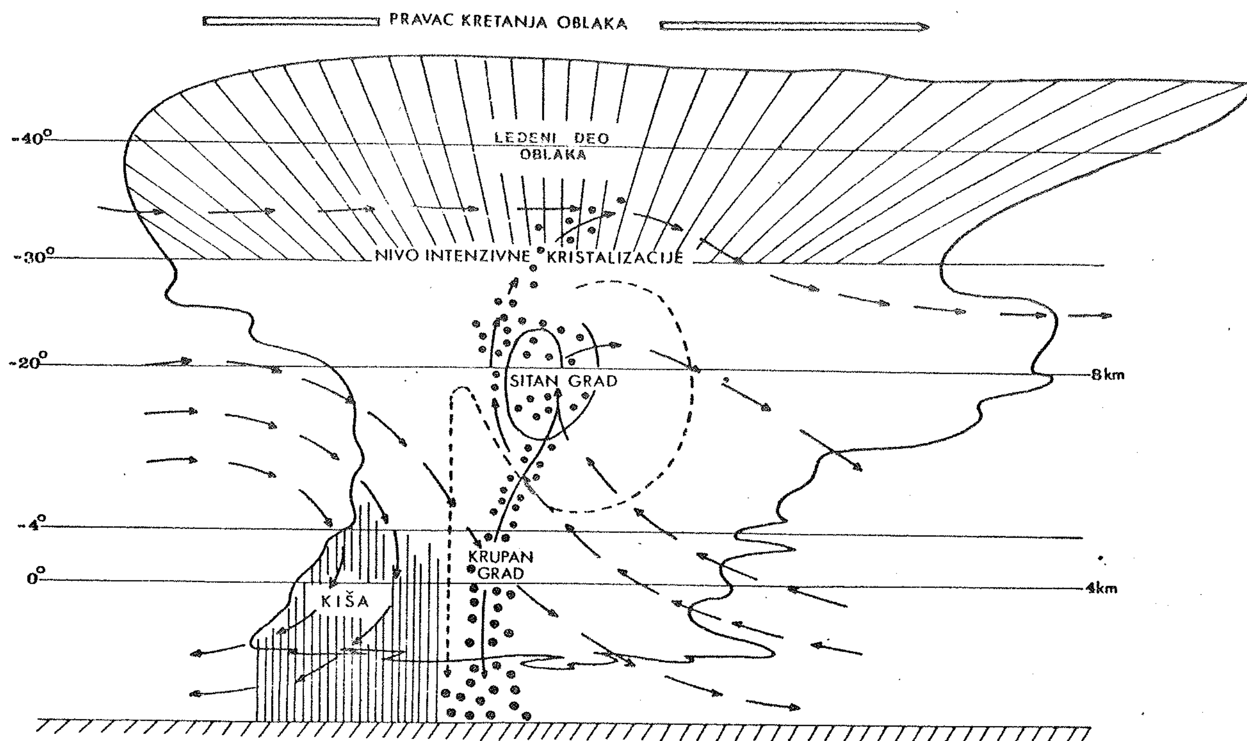
Slika 124.- Snimak pretvaranja snežne pahuljice u zrno snežne krupe usled taloženja prehladjenih kapljica

Ukoliko zrna ove sitne krupe, kako se ona još naziva, prolaze kroz slojeve oblaka koji sadrže veće prehladjene kapljice, na njima će se one dalje taložiti i lediti u obliku belog neprozračnog omotača. Ovaj oblik hidrometeora, poznat pod imenom ledena krupa ili samo krupa (solika), ima sferičan (loptast), redje koničan (kupast) oblik prečnika izmedju 2 i 5 mm. Zrna krupe su trošna i kada padnu na zemlju odskaču i raspadaju se. Obrazuju se u oblacima roda Cumulonimbus i padaju u kratkim pljuskovima promenljivog intenziteta. U ovim olujnim oblacima krupa najčešće predstavlja prelazan oblik izmedju sitne krupe, sugradice i grada. Zimi pada i iz drugih koloidno nestabilnih oblaka (Ns i Sc) na temperaturi oko tačke mržnjenja, i to obično pre snega ili zajedno sa njim.

GRAD (TUČA) I SUGRADICA se stvaraju u razvijenim oblacima roda Cb, u kojima postoji velika vodnost u prehladjenom delu i jaka uzlazna strujanja.

Grad je češći, krupniji, obilniji i dugotrajniji, pa prema tome i opasniji kao pojava, što su vertikalna strujanja u ovim olujnim oblacima jača, što im je vodnost veća i što su oni

vertikalno razvijeniji, tj. što im vrh ima nižu temperaturu. Jedan od mnogobrojnih modela takvog gradonosnog oblaka prikazan je na slici 125.

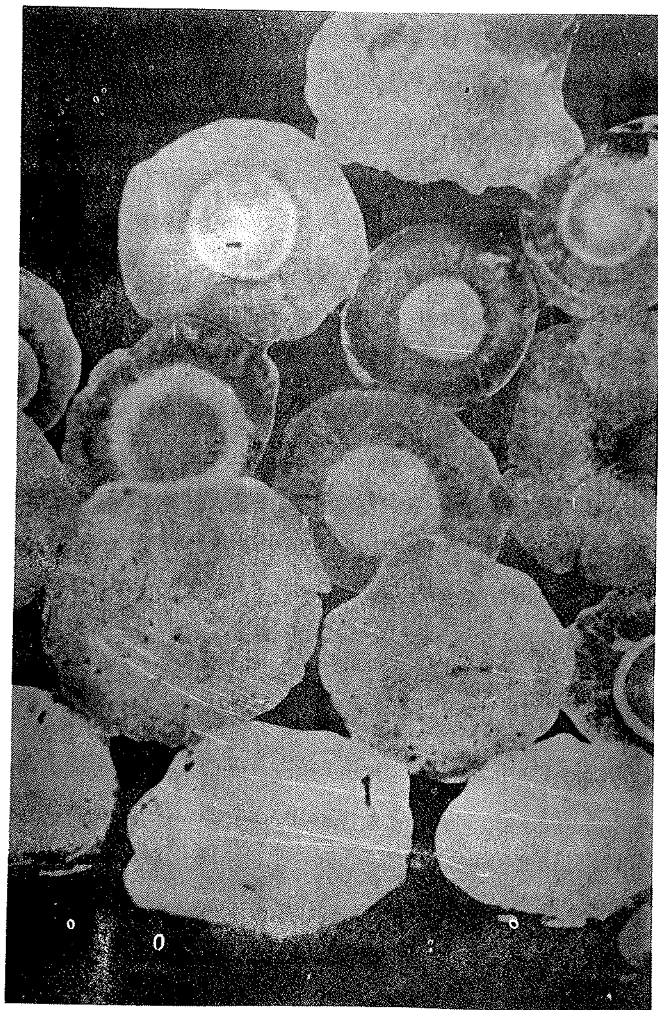


Slika 125.- Dopunjeni model olujnog gradonosnog oblaka po Ludlamu (F.H. Ludlam)

Obrazovanje zrna grada počinje na zrnima krupe ili na krupnijim smrznutim kapljicama vode, koje potiču uglavnom iz srednjeg dela olujnog oblaka u kome je koncentracija prehladjenih kapljica vode najveća. Tih jezgara grada u tom delu oblaka najčešće ima 0,1 - 1/m^3, a najviše 7-8/m^3. Najviše njih, zahvaćenih uzlaznim vazdušnim strujanjima, dospeva u više hladnije delove oblaka, prolazeći kroz sloj prehladjenih kapljica. Na tom putu, ona dobijaju neprozračni ledeni omotač, jer se sudaraju sa prehladjenim kapljicama manjih dimenzija, koje na tim niskim temperaturama preovladjuju. Takve kapljice se trenutno mrznu i izmedju njih i jezgra grada zadržava se nešto vazduha, tako da se obrazuje mutan i manje gust sloj leda. Padajući opet kroz sloj prehladjenih kapljica u silaznoj vazdušnoj struji ili pod uticajem gravitacije, ova zrna leda i dalje rastu, dobijajući u donjem toplijem delu oblaka prozračni tanak ali gust ledeni omotač.

Do toga dolazi zbog mržnjenja većih kapljica vode koje se razlivaju oko celog zrna leda. Ukoliko ta zrna grada budu ponovo zahvaćena uzlaznim strujanjima prevaliće sličan put kroz oblak, dobijajući nove neprozračne i prozračne naslage leda. Isti proces se može ponoviti više puta, sve dok zrna grada ne dobiju takve dimenzije da mogu savladati uzlazna strujanja ili ukoliko ne dospeju u glavnu silaznu struju u oblaku. Kada dožive takvu sudbinu, mogu dostići znatnu veličinu.

Takav način obrazovanja zrna grada potvrdjuje njihova struktura. Presek kroz jedno takvo zrno leda pokazuje jezgro mlečno bele boje, u stvari zrno krupe, a oko njega niz neprozračnih i prozračnih koncentričnih slojeva (slika 126). Svaki sloj leda odgovara jednom mržnjenju prehladjene vode u višim i nižim slojevima oblaka. Prema tome, iz njihovog broja može se zaključiti koliko je puta zrno grada kružilo kroz oblak, a iz njegove težine može se približno odrediti jačina uzlaznog strujanja vazduha. Nadjeni su primerci zrna grada koji su imali i po deset prozračnih i neprozračnih slojeva, što znači da su ona deset puta prevalila put izmedju gornjih i donjih delova olujnog oblaka.



Slika 126.- Unutrašnja struktura zrna grada (iz knjige "The Physics of clouds" od B.J. Mason-a)

Zrna grada najčešće imaju sferičan oblik prečnika 5 - 20 mm, ali mogu biti i znatno veća, prečnika 10 cm i više. To je moguće jer su za održavanje, pa čak i uzdizanje zrna grada prečnika 1 cm dovoljna uzlazna strujanja od v = 10 m/sec, za zrno grada prečnika 10 cm od v = 30 m/sec, a za komade grada težine 1 kg od v = 50 m/sec. Kao što je poznato u moćnim olujnim oblacima, uzlazna strujanja su takve brzine i ona mogu uslovití da zrna grada, zadržavajući se i do 20 minuta u kruženju, dostignu vrlo velike razmere. Tako ona mogu dostići veličinu kokošijeg jajeta, a u nekim slučajevima, istina retko, pojedini komadi mogu biti i znatno veći.

Sa povećanjem dimenzija, zbog neravnomernog mržnjenja prehladjene vode, oblik komada grada postaje nepravilan. Tako su na primer u Risanskom zalivu, u Boki Kotorskoj, 23. septembra 1937. godine padali pojedini komadi grada dužine 10-15 cm u obliku koplja, a 2. jula 1953. godine u okolini Sokolca u obliku pločica i šupljih cevi dužine 5-6 cm. U našoj zemlji su ipak retki slučajevi padanja grada čiji je prečnik veći od 5-6 cm, ali nisu nepoznati slučajevi i padanja veoma krupnih komada. Tako su npr. iz već pomenutog izuzetno moćnog olujnog oblaka 18. juna 1970. godine u zapadnom delu Srbije u okolini Valjeva i Osečine, prema ličnom uvidu tadašnjeg šefa protivgradnog poligona "Valjevo", M. Miokovića, dipl. meteorologa, padali komadi grada i od 600-700 gr, nanoseći veliku štetu tom kraju. U pojedinim selima, pored toga što su potpuno uništene poljoprivredne kulture na velikim površinama, zgrade su ostale bez crepa i prozora, a stradala je sitna, pa čak i krupna stoka. Ovi izuzetno veliki komadi grada imali su i oblik diska, čiji je centralni deo činila ledena kugla prečnika 2-3 cm, a ostali deo bio je sastavljen od manjih zrna grada čvrsto spojenih u jednu celinu. Neki od njih su presekli i grede u krovnim konstrukcijama debljine 6 x 6 cm.

U nekim zemljama zabeleženi su i komadi grada od preko 1 kg. Tako npr. u Heidgrabenu (Nemačka) 10. avgusta 1925. godine pojedini komadi su težili do 2-3 kg. U Hajderabadu (Indija) 19. avgusta 1939. godine su dostizali 3,4 kg. Medjutim, prema nekim informacijama izgleda da je najteži grad pao 1902. godine u Juvu (Kina). Tom prilikom jedan komad grada je težio 4,5 kg.

Postanak ovako gromadnih komada grada može se jedino objasniti spajanjem većeg broja manjih komada u jednu ledenu masu u toku pada prema Zemljinoj površini.

Kao što se iz iznetog moglo zaključiti, najveću veličinu zrna grada dostižu ako se njihova jezgra obrazuju i kreću kroz sloj najveće koncentracije prehladjenih kapljica. U najmanju ruku u tom delu oblaka nastala zrna grada obezbedjuju porast koji im omogućuje da se ne otope pri padu kroz slojeve sa pozitivnom temperaturom. Ovaj prehladjeni deo oblaka sa najvećom vodnošću nalazi se znatno ispod nivoa intenzivne kristalizacije (slika 125) i dosta je tanak. Ograničen

je izotermama -4^{o} i $-20^{o}C$ sa optimalnim uslovima obrazovanja jezgra grada oko $-8^{o}C$.

Iznad ove tzv. zone akumulacije, kako se ona ponekad naziva, na sve nižim temperaturama verovatnoća kristalizacije je sve veća, ali se smanjuje broj krupnih kapljica vode koje posle mržnjenja narastu do takvih dimenzija da mogu savladati uzlaznu struju. Iz tog dela oblaka male vodnosti ova zrna leda, zbog svojih malih dimenzija, pretežno bivaju uzlaznim strujanjima bespovratno odneta u gornji ledeni deo olujnog oblaka i postaju njegov deo.

Ispod sloja maksimalne vodnosti oblaká gotovo da ne postoji verovatnoća da na temperaturama bliskim $0^{o}C$ male kapljice predju u čvrsto stanje. Krupnije kapi, kada se slede u tom sloju, ne mogu zbog kraćeg kretanja kroz oblak da narastu do takvih razmera koji im omogućuju da se ne istope pri padu kroz sloj sa pozitivnom temperaturom. Svakako da njihova sudbina zavisi od debljine tog toplog sloja. Tako, na primer, zrna grada, koja imaju prečnik $R<1$ cm, tope se u potpunosti ako se izoterma $0^{o}C$ nalazi na visini od 3-4 km, što je slučaj leti. U proleće i jesen, kada se ona često nalazi na visini od 1-1,5 km, zrna grada takve veličine dospevaju do Zemljine površine ili tada padaju zrna sugradice. Sugradica često predstavlja samo kratkotrajnu fazu u obrazovanju zrna grada, ili pak njihov ostatak kada se ona tope pri prolasku kroz topliji sloj oblaka i niželežećeg vazduha. U ovom poslednjem slučaju su zrna sugradice vlažna, tako da se u padu mogu spajati obrazujući veće ali meke mase leda koje obično ne nanose nikakva oštećenja na vegetaciji. Obično padaju zajedno sa kišom. Suva sugradica kao samostalna pojava nastaje u olujnom oblaku kada je mržnjenje vode na jezgrima grada, najčešće zrnima krupe, bilo kratkotrajno tako da se na njima obrazuje veoma tanak prozračan sloj leda. Zrna sugradice nisu trošna, ne odskaču i ne raspadaju se kada padnu na Zemljinu površinu. Sfernog su oblika, retko nepravilnog, na primer konusnog. Prečnik im je do 5 mm.

Grad i sugradica u našim geografskim širinama padaju najčešće u toplijem delu godine, naročito u maju i junu, kada su vlažne vazdušne mase okeanskog porekla najnestabilnije, tj. kada se zbog njihovih čestih prodora razvijaju moćni frontalni i konvektivni oblaci roda Cb. Obično padaju u najtoplijim časovima dana. Medjutim, gradonosni oblaci frontalnog porekla javljaju se u svim delovima dana, ali su i oni redji i slabiji noću. Na našem Primorju sugradica i grad padaju i u hladnijim mesecima, kada razvoj Cb tamo nije retkost već normalna vremenska pojava. To se dešava iznad tople morske površine i na strmim primorskim planinama.

Jačina vertikalnog strujanja u olujnim oblacima nije ujednačena već je naprotiv veoma promenljiva. U zavisnosti od svih ovih promena menja se i intenzitet, tj. gustina grada. On pada u pljuskovima različitog intenziteta, ili čak u prekidima, zavisno od slabljenja ili jačanja uzlazne struje. Svakako da u tome imaju udela i silazna strujanja u oblaku kojima zrna grada

povremeno bivaju zahvaćena. Tada ona mogu padati i sa malim dimenzijama.

Grad je obično kratkotrajna pojava. Najčešće pada nekoliko minuta, a retko preko 15-30 minuta. U proseku pada 5-10 minuta. Iako relativno kratkotrajan, grad može naneti ogromnu štetu i to naročito kada nije praćen kišom. Veličina štetnog dejstva ove pojave ne zavisi samo od dužine njenog trajanja, već i od veličine i količine zrna leda. Srećom, gradom zahvaćen pojas nikad nije mnogo širok. Retko prelazi 14-15 km, a najčešće je do 1 km. Samo u redjim slučajevima, i to kada se radi o gradonosnim oblacima frontalnog porekla, gradobitni pojas može biti širine više desetina kilometara. Njegova dužina može dostići u takvim slučajevima više desetina, pa i stotina kilometara. Tako je, na primer, 18. jula 1788. godine cela Francuska bila zahvaćena gradonosnim oblacima, koji su za sobom ostavili pravu pustoš na ogromnoj površini u dva paralelna pojasa. Prvi pojas imao je dužinu 730 km i prosečnu širinu 15 km, a drugi dužinu 840 km i prosečnu širinu 8 km. Izmedju njih, u pojasu širine od oko 20 km, nije bilo grada, ali je padao pljusak kiše velikog intenziteta. Tom prilikom je grad, čiji su pojedini komadi dostizali i 250 gr potpuno uništio vegetaciju i naneo ogromnu materijalnu štetu. Smatra se da je tom prilikom palo oko 4 000 000 m^3 leda.

Ponekad zimi iz niskih, koloidno stabilnih oblaka, pri veoma niskim temperaturama padaju ledene prizmice ili ljutina, tj. veoma sitni nerazgranati ledeni kristali koji imaju oblik iglica, stubića ili pločica. Izgledaju kao da lebde u atmosferi. Pri izuzetno niskim temperaturama koje vladaju u subpolarnim i polarnim predelima, i na visokim planinama, ovi kristali leda se mogu stvarati i pri vedrom vremenu zbog neposredne sublimacije vodene pare. Tada svetlucaju na Suncu i zbog toga takvu pojavu nazivaju dijamantska prašina.

Ponekad padavine iz oblaka, i to kiša i sneg, imaju žućkastu, crvenkastu, sivu ili čak skoro crnu boju. Takvim padavinama su u prošlosti sujeverni ljudi pripisivali različita značenja, npr. da su predznaci ratova ako su imali crvenu boju, pa su ih zbog toga nazivali "krvava" kiša ili sneg. Hemijske analize padavina su pokazale da one uopšte sadrže niz hemijskih jedinjenja, a naročito azotnih, sumpornih, hlornih i dr. U slučaju obojenih padavina konstatovano je da se u njima nalazi pustinjska prašina, razni mikroorganizmi, alge, spore, čestice čadji i pepela poreklom od šumskih požara, vulkanskih erupcija, itd.

Obojene padavine žućkaste, narandžaste i crvenkaste boje padaju ponekad u hladnijem delu godine i u našoj zemlji. Javljaju se onda kada pod uticajem ciklona u zapadnom delu Mediterana, u strujanjima južnog kvadranta, dolazi tropski vazduh poreklom iz Severne Afrike. On sadrži veliku količinu mikroskopski sićušnih čestica pustinjske prašine koja oboji padavine koje se tada javljaju.

7.5.3. Padavine koje se obrazuju na Zemljinoj površini i na predmetima na njoj

Sloj vazduha, koji se nalazi u neposrednom dodiru sa rashladjenom Zemljinom površinom i predmetima koji se nalaze na njoj, može se u izvesnim vremenskim situacijama ohladiti do tačke rose i postati zasićen vodenom parom. Kada se to desi, a naročito kada se njegova temperatura spusti ispod temperature tačke rose, na rashladjenom tlu i na raznim predmetima počinje kondenzacija ili sublimacija vodene pare i obrazuje se rosa ili slana. Za obrazovanje ovih hidrometeora nije neophodno da vazduh dostigne stanje zasićenosti ili prezasićenosti ukoliko je temperatura tla i drugih predmeta dostigla tačku rose ili je niža od nje.

ROSA je naslaga kapljica vode na tlu ili na predmetima koje su nastale kondenzacijom vodene pare iz okolnog vazduha na pozitivnoj temperaturi. Delimično rosa može nastati i kondenzacijom vodene pare poreklom iz toplijih slojeva tla i tada se obrazuje i na donjoj strani raznih predmeta. Ona se taloži pretežno na otvorenim horizontalnim površinama i najpovoljniji vremenski uslovi za njeno obrazovanje su vedre noći sa slabim vetrom, kada je efektivno zračenje Zemlje veliko i prema tome hladjenje vazduha i Zemljine površine veoma intenzivno. U toku oblačnih noći se ne javlja. Potpuno tihe noći nisu najpovoljnije za obilniju pojavu rose, jer se iz mirujućeg vazduha brzo izluči višak vodene pare i dalji proces kondenzacije se usporava ili prestaje. Slaba horizontalna strujanja donose vlažniji vazduh, što omogućava neprekidnu kondenzaciju viška vodene pare. Jači vetrovi deluju u istom smislu kao i oblačno vreme, jer sprečavaju hladjenje do tačke rose, mešajući hladnije i toplije slojeve vazduha.

Obrazovanje i obilnost rose zavisi i od osobina tla i predmeta sa kojima se vazduh nalazi u neposrednom dodiru. Ukoliko su oni slabiji provodnici toplote, tj. ukoliko se zahvaljujući ovoj osobini više rashlade, rosa će biti obilnija. Tako npr. ona je obilnija i češća na rastresitom, tamnijem i hladnijem tlu. Pošto je vegetacija veoma slab provodnik toplote na njoj se obrazuje naročito obilna rosa, koja se delom stvara i od vodene pare koju isparavaju same biljke.

Rosa je u umerenim širinama najčešća u letnjoj polovini godine, i to naročito u kasno proleće i pozno leto kada je vazduh dovoljno vlažan, a noći dosta duge. Daje neznatnu količinu vode u poredjenju sa napred opisanim hidrometeorima.

U našim krajevima količina vode od rose za jednu noć ne prelazi 0,3 mm. Prema tome za biljni svet je utoliko značajna što predstavlja dopunski izvor vlage i za vreme suvih perioda, posle veoma toplog insolacionog perioda, osvežava sparušene biljke. Mnogo veći značaj ima u suvim oblastima, gde često u toku dužeg perioda predstavlja skoro jedini izvor vlage za

biljni svet. Njena pojava u pozno proleće i ranu jesen ublažava ili sprečava pojavu mraza zahvaljujući oslobodjenoj toploti kondenzacije.

Nesumnjivo da je rosa najobilnija u vlažnim tropskim krajevima, gde je skoro svakodnevna pojava i gde se obrazuje u takvim količinama da se sliva sa krovova i vegetacije kao slabija kiša.

Čestina i obilnost rose se smanjuje sa povećanjem geografske širine. Tako, npr. u Beogradu ima u proseku 150 dana sa rosom, a u Moskvi 86. Medjutim, i pored velike čestine u Zapadnoj Evropi daje godišnje do 30 mm vode, a u Srednjoj Evropi uglavnom ne više od 10 mm. U Africi može dati i više od 40 mm.

SLANA je hidrometeor nežne kristalaste strukture. Ona se obrazuje pri istim uslovima kao i rosa ali pri temperaturi tla i predmeta ispod tačke mržnjenja. Kada su svi ovi uslovi ispunjeni, vodena para se sublimira i ledeni kristali oblika školjki, iglica, perja i lepezica obrazuju beličaste naslage. Za razliku od rose, ona ne ublažava mraz već pojačava njegovo štetno dejstvo.

Kao što je poznato, zahvaljujući različitim osobinama pojedini delovi tla i razni predmeti pri istim vremenskim uslovima hlade se različito, tako da na nekim od njih temperatura može biti pozitivna, a na nekim negativna. Tada može doći do istovremenog obrazovanja rose i slane ali je ova druga pojava obilnija zbog manjeg maksimalnog napona vodene pare iznad leda. Ukoliko se hladjenje nastavi, može doći do mržnjenja kapljica rose i obrazuju se bele naslage tzv. bele rose.

Čestina slane se povećava sa povećanjem geografske širine i nadmorske visine. U Beogradu se prosečno godišnje javlja u 45 dana, u srednjoj Evropi u oko 60 dana, a u SSSR-u u preko 80 dana.

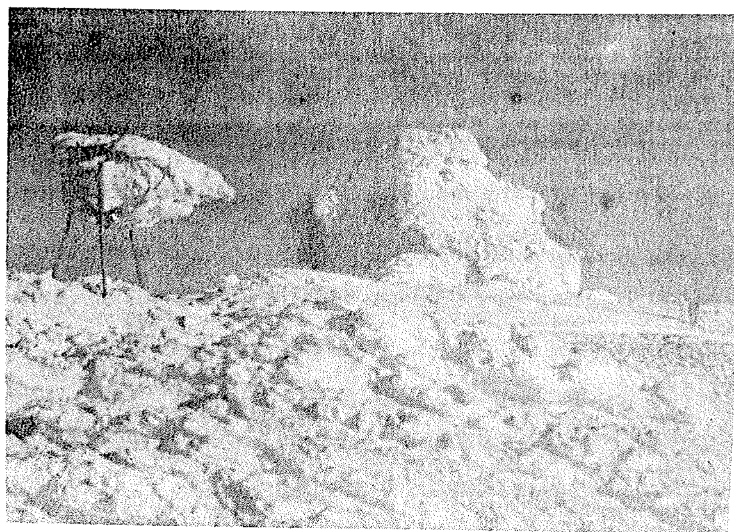
INJE se obrazuje pri horizontalnom kretanju vlažnog vazduha, u kome se nalaze prehladjene kapljice magle ili oblaka. Tada se na raznim predmetima, kao što su: drveće, bandere, dalekovodi, vazdušni vodovi, zgrade i dr., bez obzira na njihovu toplotnu provodljivost, natalože slojevi kristala leda slični slani ili neprovidne zrnaste mase slične smrznutom snegu. Zavisno od oblika razlikuju se dve vrste inja i to obično inje i tvrdo inje.

OBIČNO INJE se obrazuje u obliku sićušnih ledenih kristala kada prehladjene kapljice magle ili sumaglice dodju u dodir sa nekim čvrstim, pretežno vertikalnim i tanjim predmetima, čija je temperatura obično od -2° do $-7^{\circ}C$. Tada se ove kapljice lede na strani okrenutoj vetru, a istovremeno se na tim površinama i sublimira vodena para. Mogu se stvoriti slojevi znatne debljine, pa se na jednom većem drvetu može da nahvata i do 80 kg ove ledene naslage kristalaste strukture (slika 127).



Slika 127.- Naslage običnog inja na drveću

TVRDO INJE predstavlja neprovidne zrnaste mase leda koje se talože u prehladjenoj magli ili oblaku na sličan način kao inje i pretežno na navetrenim stranama različitih nadzemnih objekata. Naročito se često i u velikim naslagama javlja u predelima sa većom nadmorskom visinom, gde može dostići i debljinu od 1 m, kao što se može videti na slici 128. Za razliku od običnog inja, koje se lako kruni, tvrdo inje obrazuje veoma čvrstu i kompaktnu masu.



Slika 128.- Izgled Meteorološke visinske opservatorije Bjelašnica (2 067 m) pod naslagama tvrdog inja

Za obrazovanje inja nije uvek neophodno prisustvo prehladjenih kapljica sumaglice, magle i oblaka. Ono se može obrazovati i pri vedrom vremenu direktnom sublimacijom vodene pare. To se dešava pri veoma niskim temperaturama od -10 do -20°C.

Ovaj čvrsti hidrometeor se javlja u umerenim geografskim širinama zimi, a u polarnim predelima u toku cele godine. Redje se javlja od slane. Čestina mu raste i sa povećanjem nadmorske visine. U Beogradu se javlja prosečno godišnje u oko 7 dana.

Inje je veoma opasna meteorološka pojava, jer se može taložiti u takvoj količini da se pod njegovim teretom lome grane, prekidaju nadzemni vodovi, pa čak savijaju metalni stubovi, što se može videti na slici 129.





Slika 129.- Primeri naslaga inja i njihov efekat u našoj zemlji

<u>POLEDICA</u> je homogen, gladak i prozračni sloj leda koji se obrazuje na horizontalnim i navetrenim vertikalnim površinama. Obrazuje se posle perioda hladnog vremena kada nastupi naglo otopljenje i to na sledeće načine:

1. ako na još smrznuto tlo pada kiša ili rosulja i u dodiru sa njim se ledi;
2. kada iznad još smrznutog zemljišta duva topao i vlažan vetar, zbog čega dolazi do kondenzacije i mržnjenja te vode ili do neposredne sublimacije na već obrazovanom sloju leda; i
3. kada na tlo pada prehladjena kiša.

Najčešća je kada je temperatura vazduha od -1° do -6°C, ali se može javiti i kada je ona nešto iznad 0°C, ako je tlo smrznuto. Ispod temperature vazduha od -6°C čestina joj se smanjuje.

Obično poledica stvara tanak sloj leda i ne traje dugo. Medjutim, kada se ona obrazuje prilikom padanja kiše, mogu se stvoriti velike naslage leda debljine 2-4 cm, pa i više, i to ne samo na Zemljinoj površini, već i na raznim nadzemnim objektima. U takvim slučajevima može naneti veliku štetu lomeći drveće i prekidajući nadzemne žične i kablovske vodove.

U Beogradu poledica se prosečno javlja 3 do 5 puta godišnje.

7.5.4. Prostorna i vremenska raspodela količine padavina

Padavine su izuzetno promenljiv meteorološki element u vremenu i prostoru, jer na njih deluju mnogi činioci, čak i usko lokalnog značaja. Oni i na neznatnim rastojanjima stvaraju veoma velike razlike. Svakako da su sve karakteristike režima padavina mnogo jednostavnije iznad okeanskih nego iznad kontinentalnih oblasti. U ovim poslednjim posebno velike razlike se javljaju usled orografskog uticaja. Na svim uzvišenjima, pa čak i onim čija je relativna visina nekoliko desetina metara, količina padavina se povećava zbog prisilnog uzdizanja i adijabatskog hladjenja vazduha. Takav uticaj imaju i šumski kompleksi, iznad kojih se vazduh takodje prisilno uzdiže, a istovremeno dobija dodatnu količinu vodene pare. Porast količine padavina na kopnu je lokalno uslovljen i uticajem većih stajaćih i tekućih voda. Zbog svega toga ovde je moguće dati samo opšte karakteristike režima padavina na Zemljinoj površini. Njegovo detaljno opisivanje je predmet klimatologije.

Promena količine padavina u prostoru i vremenu veoma je slična odgovarajućim promenama oblačnosti, što je sasvim razumljivo s obzirom na direktnu vezu sa njom, tj. uslovljenost istim atmosferskim procesima. Zbog toga se kartografski prikazi raspodele količine padavina pomoću izohijeta u opštim crtama skoro potpuno poklapaju sa kartografskim prikazom oblačnosti pomoću izonefa.

U tropskom pojasu oko ekvatora, do 10° g.š, zbog čestih i obilnih pljuskova kiše, srednja godišnja količina padavina se kreće izmedju 1 000 i 3 000 mm. Na obalama i ostrvima, naročito tamo gde se uzdižu planine, pada i mnogo više, čak preko 5 000 mm. To je na primer slučaj u Kolumbiji (Južna Amerika), gde na padinama Anda godišnje pada 7 000 mm i više, (Buenoventura 7 155 mm), zatim na padinama planine Kamerun (Afrika), gde u mestu Debundži pada 9 500 mm, i na ostrvima Indonezije 6 000 - 7 000 mm. Izuzetno mnogo kiše pada na planini Valiahi na Havajskom ostrvu Kauai. Tu se nalazi svetski maksimum padavina, sa srednjom godišnjom količinom od oko 12 000 mm.

Uzrok tako obilnih padavina je intertropska zona konvergencije u kojoj se, kao što

je poznato, susreću pasati obe hemisfere, i u kojoj su zbog toga jaka uzlazna strujanja vlažnog ekvatorijalnog vazduha. Medjutim, u nekim oblastima velikoj količini padavina doprinose i tropski cikloni.

U ekvatorijalnoj oblasti padavine su u toku godine veoma ravnomerno rasporedjene. Ipak postoje dva kišna perioda nešto posle zenitalnog stanja Sunca, i dva manje kišna perioda oko zimskog i letnjeg solsticijuma(Najrobi - Kenija, Tabela 37). U prvom slučaju intertropska zona konvergencije se nalazi u samoj ekvatorijalnoj oblasti, a u drugom je udaljena od nje prema povratniku polulopte na kojoj je leto.

Tabela 37. Karakteristični godišnji hodovi padavina na Zemljinoj površini

Mesto i geografski položaj	Nadm. visina (m)	Meseci												God.
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Najrobi (Kenija) 01°18'N 36°46'E	1798	45	51	101	206	160	46	19	26	26	54	109	82	926
Čerapundži (Indija) 25°15'N 91°44'E	1313	20	41	179	605	1705	2875	2855	1827	1231	447	47	5	11437
Bamako (Mali) 12°38'N 08°02'W	332	1	0	3	15	60	145	251	334	220	58	12	0	1099
Dakar (Senegal) 14°44'N 17°30'W	23	0	2	0	0	1	15	88	249	163	49	5	6	578
Sent Luis (Senegal) 16°03'N 16°27'W	4	1	1	0	0	1	7	44	161	97	29	2	3	347
Vadi Halfa (Sudan) 21°50'N 31°18'E	155	0	0	0	0	1	0	1	0	0	1	0	0	3
Kufra (Libija) 24°13'N 23°18'E	382	0,1	0,1	0	0	0,4	0,1	0	1	0	0	0,1	0,4	2
Arika (Čile) 18°28'N 70°20'E	29	0,4	0	0	0	0	0,1	0,1	0,2	0	0	0	0,1	0,9
Brest (Francuska) 48°27'N 04°25'W	103	133	96	83	69	68	56	62	80	87	104	138	150	1126
Moskva (SSSR) 55°45'N 57° 34'E	156	31	28	33	35	52	67	74	74	58	51	36	36	575
Ohotsk (SSSR) 59°22'N 143° 12'E	9	11	6	14	17	38	44	65	55	54	39	25	10	378
Eureka (Kanada) 80°00'N 85°56'W	11	3	2	2	2	3	3	16	14	11	9	2	2	69

Godišnja količina padavina je povećana i u graničnom pojasu prema umerenim geografskim širinama, gde duvaju tropski monsuni i gde se takodje povremeno oseća uticaj tropskih ciklona. To se dešava u oblasti Karipskog mora, gde na ostrvima godišnje pada i do 5000-6000 mm, a naročito je po tome poznata Južna i Jugoistočna Azija (Indija, Bangladeš i Indokina), gde severno od Bengalskog zaliva u oblasti Asam (Indija) u mestu Čerapundži (1313 m) pada prosečno godišnje

11437 mm. U tom mestu, zbog veoma burnih procesa kondenzacije na strmim padinama Himalaja za vreme letnjeg monsuna palo je 1861. god. 23000 mm, a najmanje je u toku jedne godine palo 7000 mm.

U ovoj oblasti vladavine tropskog monsuna maksimum padavina, kao što je već poznato, dostiže se za vreme leta, a izraziti minimum u toku zime (Čerapundži - Indija, Tabela 37).

Inače, od ekvatorijalne oblasti prema ostalom delu tropskog pojasa, iznad 10^{o} g.š., a naročito iznad kontinenata godišnja količina padavina se naglo smanjuje. Ona veoma brzo opada ispod 1000 mm i u tom pojasu (savane) do oko 15^{o} s.g.š. javlja se jedan kraći sušni period od nekoliko meseci (Bamako - Mali, Tabela 37). Zatim sledi pojas sa godišnjom količinom padavina ispod 500 mm (stepe), gde je kišni period veoma kratak, a sušni ne samo dug već i veoma izrazit (Dakar i Sent Luis - Senegal, Tabela 36). U tim pojasevima kiša pada u toku leta, kada se preko njih kreće intertropska zona konvergencije, tj. kada oni bivaju zahvaćeni vlažnim i nestabilnim ekvatorijalnim vazduhom, koga donosi pasat suprotne polulopte.

Zbog preovladjujućih silaznih strujanja oko samih povratnika količina padavina je izuzetno mala i tu praktično cele godine vlada suša. U suptropskim pustinjama godišnje pada manje od 250 mm. U prostranim oblastima Severne Afrike (Sahara, Libijska i Nubijska pustinja), kao i u Severnom Čileu i Južnom Peruu, pada i ispod 50 mm. Tamo nisu retka mesta, pa čak i oblasti u kojima pada prosečno godišnje ispod 25 mm , pa čak i ispod 10 mm. U takvim oblastima i godinama ne padne kap kiše i u njima se nalazi svetski minimum padavina (Vadi Halfa - Sudan, Kufra - Libija i Arika - Čile, Tabela 37).

Zbog pojačanja ciklonske i frontalne aktivnosti količina padavina raste u umerenom pojasu, ali je mnogo veća i ravnomernije rasporedjena u vremenu i prostoru na okeanima i u delovima kontinenata gde se oseća jači uticaj vazdušnih masa okeanskog porekla. Naročito su padavine povećane u obalnim područjima pored kojih se pružaju planinski sistemi, teku tople okeanske struje i na koje duvaju preovladjujući vetrovi sa okeana. Prema unutrašnjosti kontinenata količina padavina se smanjuje, povećavajući se samo lokalno u odnosu na svoju okolinu, i to naročito na uzvišenjima. U dubokoj unutrašnjosti kontinenata količina padavina je osetno smanjena u odnosu na obalna područja, tako da se, kao npr. u Aziji, javljaju polupustinje i pustinje. U ovim poslednjim srednja godišnja količina padavina je čak i oko 100 mm, kao npr. u Balhašu (SSSR $46^{o}54$'N i 75^{o} 00'E), gde je 115 mm, u Krasnovodsku (SSSR $40^{o}02$'N $52^{o}59$'E), gde je 92 mm ili u Turfonu (Kina $42^{o}56$'N $89^{o}12$'E), gde je svega 20 mm.

Na kopnu umerenog pojasa srednja godišnja količina padavina se kreće uglavnom izmedju 500 i 1 000 mm, a mestimično, gde je orografski i maritimni uticaj veliki, do 3000-4000 mm, pa i više.

U umerenom pojasu razlikuju se dva osnovna tipa godišnjeg hoda količine padavine i to maritimni i kontinentalni. U zoni gde prelazi jedan u drugi tip, javlja se niz podtipova u kojima preovladjuje jedan ili drugi uticaj.

Maritimni godišnji hod padavina odlikuje se zimsko-jesenjim maksimumom i letnjim minimumom (Brest - Francuska, Tabela 37). U kontinentalnom tipu maksimum nastaje u letnjim mesecima, a minimum u toku zime (Moskva - SSSR, Tabela 37). Takav godišnji hod je, kao što je poznato, uslovljen promenama u barskom polju, tj. promenama u preovladjujućem sistemu vertikalnih strujanja, a koji imaju suprotan znak iznad kopna i okeana.

Do izrazitog odstupanja od maritimnog godišnjeg hoda umerenih širina dolazi u primorskim oblastima koje se nalaze pod uticajem vantropskih monsuna, kao na primer na istočnoj obali Azije. Tamo se maksimum padavina javlja leti, kada monsun donosi vlažan maritimni vazduh, a minimum zimi, kada on donosi suv kontinentalni vazduh (Ohotsk - SSSR, Tabela 37).

Prema polarnoj oblasti količina padavina se ponovo smanjuje zbog vladavine polarnog anticiklona i zbog veoma male količine vodene pare u vazduhu. Padavine su u stvari česte, ali su izuzetno slabe. U zoni tundri godišnja količina padavina je manja od 300, pa i od 200 mm. U središnjem delu Arktika i Antarktika ona je još manja i uporediva je sa onom u ekstremnim suptropskim pustinjama. Inače padavine su u ovim oblastima dosta ravnomerno rasporedjene, ali su ipak nešto veće leti kada je zbog slabljenja polarnih anticiklona u tim oblastima pojačana ciklonska aktivnost (Eureka - Kanada, Tabela 37).

U našoj zemlji srednja godišnja količina padavina se u nizijama i blago zatalasanim predelima pretežno kreće izmedju 600 i 1 000 mm. Ispod 600 mm je uglavnom u Vojvodini, ali ne niže od 530 mm. Još je manja u nižim delovima Makedonije, gde se spušta i ispod 500 mm. U višim planinama ona raste do 2 000 mm, a na onim uz obalu Jadranskog mora iznosi čak 2 000-4 000 mm. Na strmim padinama planine Orjen (oblast Krivošije) u mestu Crkvice (940 m) godišnje prosečno pada 5 000 mm, što predstavlja evropski maksimum padavina. Najmanja godišnja količina padavina pada u srednjem toku Vardara izmedju Titovog Velesa i Demir Kapije, gde je u mestu Gradsko (164 m) svega 407 mm.

Raspodela padavina u toku godine u našoj zemlji odgovara glavnim karakteristikama maritimnog, odnosno kontinentalnog godišnjeg hoda umerenog pojasa, što se može videti iz

podataka za odabrana mesta u Tabeli 38. Na Primorju najviše padavina ima u novembru i decembru, a najmanje u julu i avgustu. U unutrašnjosti najbogatiji padavinama su maj i juni, a najsiromašniji januar i februar, a ponegde i mart. Svakako da postoji i niz prelaznih podtipova u kojima se zapaža veći maritimni ili kontinentalni uticaj.

Tabela 38. Karakteristični primeri godišnjeg hoda padavina u Jugoslaviji (period 1931-1960. god.)

Mesto	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	God.
Korčula	127	111	86	68	64	39	25	32	70	133	154	170	1079
Dubrovnik	147	113	102	92	79	60	24	38	97	156	213	180	1301
Mostar	140	131	110	96	103	74	40	51	94	171	183	194	1387
Ivan Sedlo	115	109	86	96	121	109	71	76	116	201	211	164	1475
Sarajevo	67	69	59	62	89	84	68	69	78	102	94	84	925
Tuzla	57	54	60	75	94	107	93	78	69	88	81	67	923
Novi Sad	40	41	41	51	62	73	52	54	43	57	51	50	614
Subotica	32	32	28	44	58	69	50	41	40	48	60	39	541

Dnevni hod padavina je posebno složen i čak se, i kad je dobijen iz višegodišnjih srednjih časovnih količina, u njemu ne mogu zapaziti neke izrazite zakonitosti. Uglavnom se razlikuje kontinentalni i maritimni dnevni hod ali sa raznim lokalnim odstupanjima. U kontinentalnom tipu, koji se u tropskom pojasu javlja cele godine, a u umerenom pojasu uglavnom u toplijem delu godine, glavni maksimum, uslovljen konvektivnim procesima, javlja se popodne, a neizrazit sekundarni maksimum ujutru, kada je zbog niskih temperatura povećana slojasta oblačnost. Glavni minimum se javlja posle ponoći, a sekundarni pre podne. Leti je glavni dnevni maksimum iz poznatih razloga izrazitiji, a zimi sekundarni maksimum, koji tada može biti glavni, pa i jedini.

Maritimni dnevni hod padavina se odlikuje veoma malom amplitudom izmedju noćnog maksimuma i popodnevnog minimuma. Izražen je više leti, a neizraženost mu se povećava prema pučini.

GLAVA 8

ELEKTRIČNE POJAVE U ATMOSFERI

Električne pojave u atmosferi, koje su u meteorologiji nazvane elektrometeori, oduvek su privlačile pažnju ljudi. Interesovanje za njih prvenstveno je uslovljeno zastrašujućim izgledom i zvukom koji ih prati, kao i zbog veoma opasnog dejstva većine od njih. Ove atmosferske pojave ne samo da su užasavale naše davne pretke, nego takodje i danas izazivaju strah zbog povremenih razaranja, požara, pa čak i smrti ljudi i životinja. Medjutim, dugotrajni napori da se upozna njihova suština, tj. osobine i uzroci postanka, nisu bili rukovodjeni ovim razlogom. Preovladao je svakako naučni interes da se shvati i upozna i ova prirodna pojava od nesumnjivog značaja za život ljudi, a takodje i želja da se nadju odgovarajuće zaštitne mere od njihovog opasnog dejstva.

Prvim korakom u otkrivanju osobina i uzroka električnih pojava u atmosferi može se smatrati saznanje Giberta (Gibbert) 1600. god. da se osim ćilibara mogu i druga tela naelektrisati. Neposredno posle ovog značajnog otkrića bilo je utvrdjeno da naelektrisano telo, potpuno izolovano od Zemljine površine, postepeno gubi svoj elektricitet. Ovo otkriće nije bilo i naučno objašnjeno, što je sasvim razumljivo s obzirom na tadašnji nivo naučnog znanja o elektricitetu. Prema tome, iz ovog otkrića nisu neposredno proizašla tumačenja o postojanju atmosferskog elektriciteta. Moralo je proći još dosta vremena da bi se došlo do otkrića i zaključka da su električne pojave u atmosferi rezultat pražnjenja ovog elektriciteta.

Danas je poznato da su nosioci elektriciteta, tj. električnog "naboja", u atmosferi

atomi i skupovi atoma, tzv. joni, kao i sastavni delovi oblaka i elementi padavina - kapljice vode, ledeni kristali, pahuljice, zrna grada itd. Ovi poslednji su nosioci naročito velikog električnog naboja, čije nagomilavanje u odredjenom trenutku u nekom delu atmosfere, tj. u odredjenom stadijumu meteoroloških procesa, dovodi do tihih ili burnih atmosferskih električnih pražnjenja.

Pre nego što bi se dalo tumačenje uzroka električnih pojava u atmosferi i prikaz njihovih glavnih karakteristika, neophodno je prethodno se upoznati sa poreklom atmosferskog elektriciteta.

8.1. ATMOSFERSKI ELEKTRICITET

Potpuno naučno tumačenje pojave postepenog razelektrisanja tela dobro izolovanih od Zemljine površine postignuto je tek krajem XIX veka. Tada je utvrdjeno da vazduh nije idealan izolator, već da u manjoj ili većoj meri provodi elektricitet. Naime, tada je otkriveno da je atmosfera naelektrisana, tj. da je jedan deo molekula i atoma njenih sastojaka i pridodataka nosilac pozitivnog ili negativnog električnog naboja.

Pošto je već u Glavi 2 dato objašnjenje uzroka stvaranja naelektrisanih čestica vazduha (jona), nema potrebe da se ovaj proces u atmosferi ponovo razlaže. Korisno je samo podsetiti se da je broj jona u atmosferi promenljiv u vezi sa promenama u intenzitetu dejstva jonizatora i brzine procesa rekombinacije, tj. neutralizacije ovih naelektrisanih čestica. Takodje nije manje važno pomenuti veliku pokretljivost jona, što zajedno sa prethodnim sugerira da je električnost i električna provodljivost atmosfere veoma promenljiva u prostoru i vremenu.

Iz nauke o elektricitetu poznato je da Zemljina površina i atmosfera pri vedrom vremenu imaju postojano električno polje.

Zemljina površina je naelektrisana negativno. Ovaj električni naboj uravnotežen je pozitivnim elektricitetom sa kojim raspolažu gornji slojevi atmosfere. Prema tome, Zemlja se sa svojim gasovitim omotačem može smatrati električno neutralnom u vasionskom prostoru.

S obzirom na porast broja jona sa povećanjem visine u atmosferi, u istom pravcu raste njena električna provodljivost. Najveću vrednost ona dostiže u jonosferskim slojevima, gde je slična onoj električnoj provodljivosti koju imaju površinski slojevi Zemlje.

Iz prednjeg proizlazi zaključak da Zemlja kao planeta ima dva električno provodlji-

va omotača. Unutrašnji omotač čine površinski slojevi kopna i mora, a spoljni viši jonizovani slojevi atmosfere, što znači da Zemlja predstavlja gigantski prirodni kondenzator u kome je količina električne energije postojana.

U električnom polju atmosfere, čiji se intenzitet odredjuje njegovim potencijalom u voltima na metar rastojanja (V/m), povremeno dolazi do poremećaja, jer se u pojedinim delovima atmosfere potencijal električnog polja povremeno poveća do vanredno visokih vrednosti. Tada se nagomilavaju velike količine elektriciteta u onim delovima atmosfere u kojima dolazi do intenzivnog razvoja oblaka vertikalnog razvitka sve do njihove olujne faze, što dovodi do stvaranja olujnog (nepogodskog) elektriciteta.

Stvaranjem olujnog elektriciteta tumači se i postojanost električnog polja sistema Zemljina površina – atmosfera.

Iako je vazduh slab provodnik elektriciteta, on ga ipak prenosi. Električni naboji različitog znaka iz Zemljine površine i gornjih slojeva atmosfere bi se zbog toga neutralizovali za nekoliko minuta. Pošto do toga ne dolazi mnogi naučnici, koji su se bavili proučavanjem električnog stanja Zemlje, mišljenja su da elektricitet obnavljaju, tj. održavaju postojano električno polje Zemljina površina – atmosfera, olujni oblaci roda Cumulonimbus. Većina ovih olujnih oblaka, kojih ima u atmosferi stalno i u velikom broju, u svom donjem delu raspolažu velikom količinom negativnog elektriciteta. Oni oduzimaju Zemljinoj površini, na način koji će kasnije biti objašnjen, veću količinu pozitivnog elektriciteta koji strujanjem dolazi na nju iz gornjih slojeva atmosfere. Na taj način oni je održavaju u negativnom električnom stanju. To znači da olujni oblaci, održavajući električno polje sistema Zemljina površina – atmosfera, bez obzira na strujni tok u bezoblačnom delu atmosfere, deluju kao prirodni električni generatori.

Kao što je već napomenuto, kada zbog nagomilavanja elektriciteta potencijal električnog polja atmosfere dostigne kritičnu vrednost, dolazi do električnog pražnjenja. Ova atmosferska električna pražnjenja javljaju se u dva glavna oblika, i to:

a/ pražnjenje velikog intenziteta koje se naziva munja, i
b/ tiho pražnjenje, poznato pod imenom vatra sv. Elma ili Elmova vatra.

Pre nego što bi se prešlo na opis osnovnih karakteristika ovih električnih pojava, neophodno je upoznati se u glavnim crtama sa procesima koji dovode do stvaranja i nagomilavanja velikih količina elektriciteta u atmosferi, što znači da treba prethodno objasniti prirodni mehanizam koji dovodi do stvaranja olujnog elektriciteta.

8.2. UZROCI POSTANKA OLUJNOG ELEKTRICITETA

Već u drugoj polovini XVIII veka neki naučnici, medju kojima u prvom redu Lomonosov, potražili su uzroke pojave električnih pražnjenja u atmosferi u procesima kondenzacije i sublimacije u oblacima sa burnim vrtložnim (turbulentnim) strujanjima vazduha. Kasnijim istraživanjima njihove naučne pretpostavke su potvrdjene i dopunjene novim otkrićima. Ova istraživanja ubrzo su pokazala da su kapljice i ledeni kristali u atmosferi u najvećem broju nosioci slobodnog električnog naboja. Novijim istraživanjima mehanizam stvaranja olujnog elektriciteta je skoro u potpunosti objašnjen. Prema njima on se sastoji u sledećem:

U toku stvaranja oblaka vertikalnog razvitka, njihovi gornji delovi naelektrisani su pozitivno, a donji negativno. Takva raspodela elektriciteta nastaje usled toga što kapljice imaju osobinu da privlače negativne jone i na taj način i same prelaze u negativno električno stanje. Povećavajući se, one se talože u donji deo oblaka zbog čega u gornjem delu počinju da preovladjuju pozitivni joni.

Kada oblak u svom razvoju dostigne nivo obrazovanja ledenih kristala odigrava se sličan proces koji dovodi do još većeg razdvajanja elektriciteta različitog znaka u njegovom gornjem i donjem delu.

Obrazovani ledeni kristali u gornjem delu oblaka, usled medjusobnih sudara i trenja u vrtložnim strujanjima, dobijaju takodje negativan električni naboj. Usled rasta spuštaju se u donji deo oblaka i time povećavaju količinu negativnog elektriciteta u njemu sa jedne strane, a sa druge strane dovode do još izrazitijeg preovladavanja pozitivnog elektriciteta u gornjem delu oblaka, u kome se nalaze pozitivni joni i male kapljice, kao i ledeni kristali koji su se spojili sa njima.

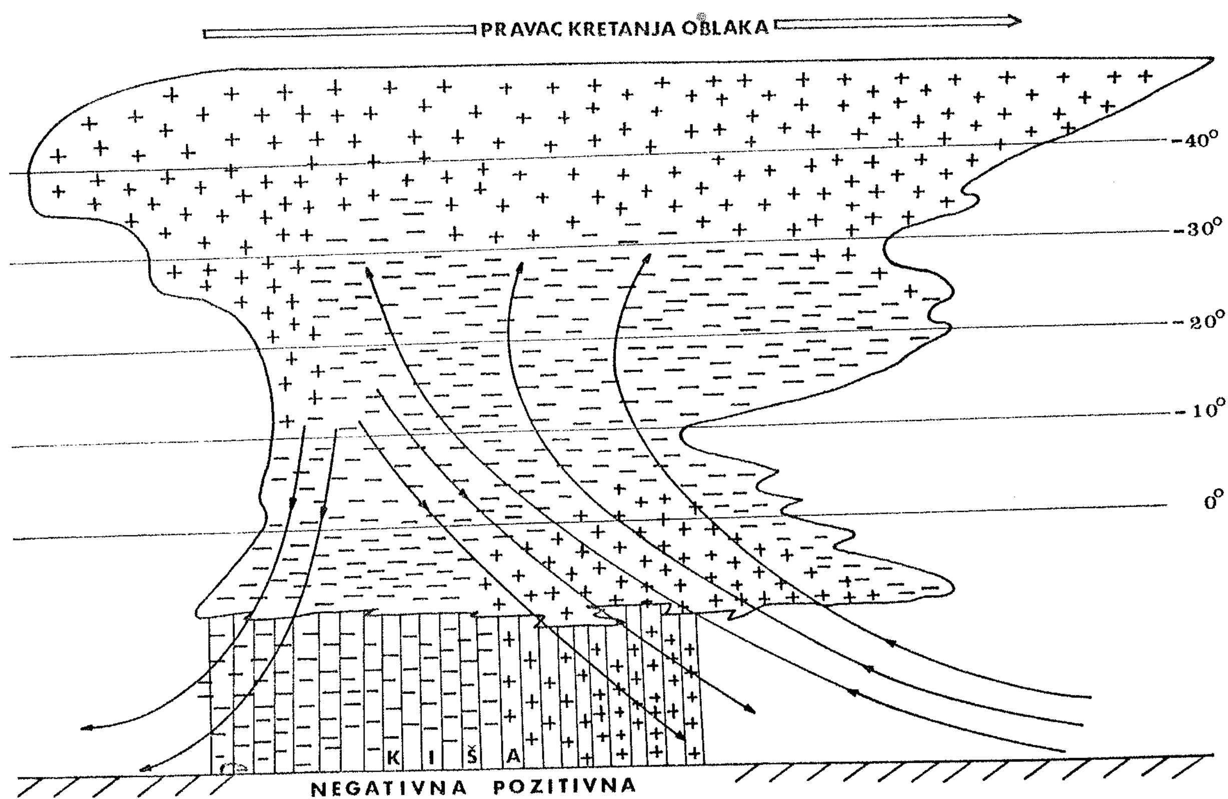
Da je medjusobno trenje uzrok naelektrisanja ledenih kristala pokazala su istraživanja nekih sličnih pojava. Takva naelektrisanja javljaju se npr. usled trenja čestica tla u toku prašinskih ili peščanih oluja. Za vreme ovih pojava javljaju se čak tiha električna pražnjenja. Takodje, jače električne pojave obično su prateća pojava vulkanskih erupcija. Pojava elektriciteta je tada uslovljena trenjem vulkanskog pepela i drugih sićušnih čestica koje dospevaju u atmosferu. Koncentracija elektriciteta stvorena ovim procesom može biti toliko velika da je nemoguće boraviti čak i u podnožju vulkana. Tako je npr. za vreme erupcije vulkana Mon Pele na ostrvu Martiniku, 8.V 1902. god., naučna ekspedicija, koja je pokušavala da mu se približi, bila prinudjena da se vrati usled postojanja električnog polja veoma visokog potencijala.

U daljem razvoju oblaka vertikalnog razvitka u većim kapljicama, koje nastaju

koagulacijom ili topljenjem ledenih kristala i pahuljica (a koje se nalaze izmedju njegovih različito naelektrisanih delova) dolazi do indukcije i polarizacije elektriciteta. U gornjem delu ovih kapljica stvara se negativan, a u donjem delu pozitivan električni naboj. Kada dostignu kritičnu veličinu, pod dejstvom veoma jakih turbulentnih strujanja i otpora vazduha rasprskavaju se. U tom procesu izdvajaju se gornji delovi u manje negativno naelektrisane, a donji u veće pozitivno naelektrisane kapljice. Ove poslednje ili padaju na Zemljinu površinu ili se zadržavaju izvesno vreme u najnižem prednjem delu oblaka u kome vladaju jaka uzlazna vazdušna strujanja. Manje negativno naelektrisane kapljice preovladjuju u ostalom donjem delu oblaka, a takodje i u njegovom srednjem delu, gde su uzdignute uzlaznim vazdušnim strujanjima i gde su izmešane sa negativno naelektrisanim ledenim kristalima.

U rezultatu ovih procesa, kao što se može zaključiti, dolazi do razdvajanja pozitivnog i negativnog električnog naboja u olujnom oblaku, što znači da se u različitim delovima ovog oblaka nalazi koncentrisan elektricitet različitog znaka i različite količine. Prema tome olujni oblak predstavlja prirodni generator u kome, kao i u električnim mašinama tog tipa, dolazi do razdvajanja (polarizacije) elektriciteta.

Na slici 130 prikazana je shematski raspodela elektriciteta u olujnom oblaku.



Slika 130.- Raspodela elektriciteta u olujnom oblaku

Iz ove sheme proizilazi da su olujni oblaci, kao i svi ostali, električno polarizovani. U njihovom gornjem delu po pravilu nalazi se pozitivni električni naboj, a u donjem delu on je negativnog znaka.

U najnižem delu oblaka, ispod temperature od $0^{O}C$, i to u zoni uzlaznih strujanja, javlja se pozitivno naelektrisani naboj. On je posledica koncentracije krupnijih kapljica vode, naročito onih koje su nastale u procesu topljenja padavina u čvrstom stanju. Ove kapljice, koje su dobile pozitivan električni naboj, ostaci su još krupnijih kapljica koje su se raspale pod uticajem turbulentnih strujanja. Tada odvojene sićušne kapljice, koje su negativno naelektrisane dospevaju u uzlaznoj struji u srednji deo oblaka, povećavajući njegov negativni električni naboj.

U višem ledenom delu olujnog oblaka dolazi do naelektrisanja čvrstih (ledenih) čestica u sličnim procesima. Tamo, usled medjusobnih sudara, lome se, tj. raspadaju kristali leda i snežne pahuljice. Manje pozitivno naelektrisane čestice zahvaćene uzlaznim strujanjima dospevaju u više delove oblaka, a veće i teže sa negativnim električnim nabojem spuštaju se u njihove srednje i niže delove. Kada dospeju u najniži deo, sa temperaturom ispod $0^{O}C$, tope se i postaju negativno naelektrisane kapljice.

Da do naelektrisanja kristala leda dolazi zbog njihovog drobljenja pokazuje i povećanje potencijala električnog polja u vreme snežnih mećava i pojave snežnih usova. Usled medjusobnog trenja i sudara u takvim pojavama kristali leda se lome i elektrišu se na opisani način.

Pošto su ovi procesi raspadanja kapljica i kristala leda veoma brojni, a takodje su procesi njihovog vertikalnog kretanja veoma intenzivni, u pojedinim delovima olujnih oblaka nagomilavaju se značajne količine pozitivnog i negativnog elektriciteta.

Usled nagomilavanja tog nepogodskog elektriciteta uspostavlja se veoma jako električno polje, i to ne samo u oblaku nego i oko njega,a i na Zemljinoj površini. Kada potencijal ovog električnog polja, kao što je već istaknuto, dostigne odredjenu vrednost dolazi do snažnog pražnjenja elektriciteta.

U normalnim neporemećenim uslovima, pri vedrom vremenu, potencijal električnog polja atmosfere iznosi oko 190 V/m. U delu atmosfere u kome se razvio olujni oblak, on u proseku iznosi 40 000 V/m, a u njegovim ograničenim delovima može dostići 10 do 100 miliona V/m, pa čak i više. Smatra se da do najvećeg nagomilavanja elektriciteta dolazi u onim delovima oblaka Cumulonimbus u kojima se najintenzivnije razdvajaju različito naelektrisane kapljice. To je oblast izmedju njegovog pozitivno naelektrisanog donjeg prednjeg dela i negativno naelektrisanog

dela sa temperaturom ispod $0^{o}C$.

Proces stvaranja olujnog elektriciteta prikazan je na najjednostavniji način, mada je to, u stvari, veoma složen proces koji još nije u potpunosti poznat.

Iz izloženog proizlazi da se naelektrisanje elemenata oblaka u električnom polju tumači teorijom indukcije koju je postavio još Vilson i jakim turbulentnim vazdušnim strujanjima karakterističnim za oblake vertikalnog razvitka u poslednjim stadijumima razvoja. Medjutim, ovim procesima ne može se u potpunosti objasniti naelektrisanje kapljica i ledenih kristala u drugim rodovima oblaka u kojima su turbulentna strujanja veoma slaba. Smatra se, na primer, da do stvaranja njihovog električnog naboja dolazi u toku samog procesa prelaska vode iz jednog u drugo agregatno stanje (kondenzacija, sublimacija i mržnjenje), i u toku njihovog koagulacionog rasta kada se čestice oblaka spajaju sa jonima. Svakako da je električni naboj ovih drugih rodova oblaka mnogo manji od onog u oblacima vertikalnog razvitka. Tako, na primer, prosečni gradijent potencijala električnog polja je u oblacima roda Stratocumulus i Altocumulus svega 100 - 200 V/m, a u Nimbostratusu 300-700 V/m. To na poseban način sugerira veliki značaj turbulentnih strujanja u ovom procesu, ali takodje ukazuje na postojanje i drugih procesa elektrizacije kapljica i ledenih kristala.

Treba napomenuti da osim elemenata oblaka i padavina (kapljice, ledeni kristali, snežne pahuljice, zrna grada itd.), koji su negativno i pozitivno naelektrisani, ima i onih koji su električno neutralni. Broj pozitivno naelektrisanih elemenata padavina je veći od onih sa negativnim električnim nabojem, i to u približnom odnosu od 1,7:1,0. U proseku je medjutim negativan električni naboj veći od pozitivnog.

U procesu rasta i taloženja, kapljice i ledeni kristali mogu menjati znak električnog stanja i to naročito u dodiru sa jonima. Takodje se u ovom procesu povećava njihov električni naboj. Zbog toga, i zbog napred istaknutog uticaja turbulentnih strujanja, najmanji električni naboj imaju elementi slabih (tihih) padavina iz slojastih oblaka. Krupnije kapi, a naročito iz oblaka vertikalnog razvitka nose mnogo veću količinu elektriciteta. Najvećim električnim nabojem raspolažu zrna grada koji ga nose iz dela oblaka gde se obrazuju, tj. iz zone akumulacije. Prema najnovijim istraživanjima u tom delu oblaka najviše se nagomilava olujni elektricitet.

8.3. BURNA PRAŽNJENJA ATMOSFERSKOG ELEKTRICITETA

Vanredno značajan doprinos u otkrivanju tajni atmosferskog elektriciteta, kao i osnovu savremene teorije olujnog elektriciteta, dao je u XVIII veku naučnik Bendžamin Franklin. On je 1746. god. konstruisao "električnu mašinu" kojom je na principu trenja proizveo elektrici-

tet. Koristeći se njome, i u to vreme takodje konstruisanom lajdenskom bocom, proizveo je električnu varnicu dužine nekoliko santimetara. Neposredno posle toga on je eksperimentalno dokazao da elektricitet može imati smrtonosno dejstvo. Povezujući ovo sa dejstvom munje on je došao do zaključka da je ona takodje velika električna varnica.

Da bi svoje pretpostavke dokazao, Franklin je predložio da se izvrše eksperimenti koji su zasnovani na principu današnjih gromobrana. Naime, on je predložio da se na krov visoke zgrade postavi metalni šiljak povezan sa provodnikom, a koji je nazvao "gromovod". Prema njegovom očekivanju šiljak bi privukao elektricitet olujnog oblaka, ukoliko se on nalazi u njemu.

Na ovom principu 1752. god. izvršili su eksperimente francuski fizičar Dalamber i ruski naučnik Lomonosov. Eksperimenti su u potpunosti uspeli i time je dokazano prisustvo elektriciteta u olujnom oblaku.

Franklin je u eksperimentisanju otišao još dalje i pomoću zmaja uputio metalni šiljak vezan provodnikom u sam olujni oblak. Tom prilikom, pod dejstvom električne varnice, umalo nije izgubio život. On uopšte nije shvatio opasnost od takvog eksperimenta, što pokazuje da u to vreme nije bilo poznato kakav snažan potencijal električnog polja vlada u olujnom oblaku i oko njega. Medjutim, već 1753. god. mogle su se sagledati sve opasnosti ovakvih eksperimenata, kada je vršeći ih izgubio život ruski naučnik Rihman. To je nesumnjivo bio prvi, nažalost tragičan, korak u saznanju ogromne snage olujnog elektriciteta.

Danas je poznato da potencijal električnog polja u delu atmosfere gde se razvio oblak Cumulonimbus, dostiže vanredno visoke vrednosti. Kada se izmedju pojedinih delova oblaka, izmedju samih oblaka kao i izmedju njih i Zemljine površine, uspostavi vanredno visoki gradijent potencijala dolazi do burnog pražnjenja elektriciteta u obliku gigantske električne varnice strahovito velike energetske snage, tzv. munje.

Najnovija istraživanja su pokazala da su pražnjenja olujnog elektriciteta unutar jednog oblaka češća nego izmedju oblaka i Zemljine površine. U umerenim geografskim širinama broj ovih električnih pražnjenja prema Zemljinoj površini iznosi 30-40% od njihovog ukupnog broja. U ekvatorijalnim oblastima on je još manji-svega 10-20%.

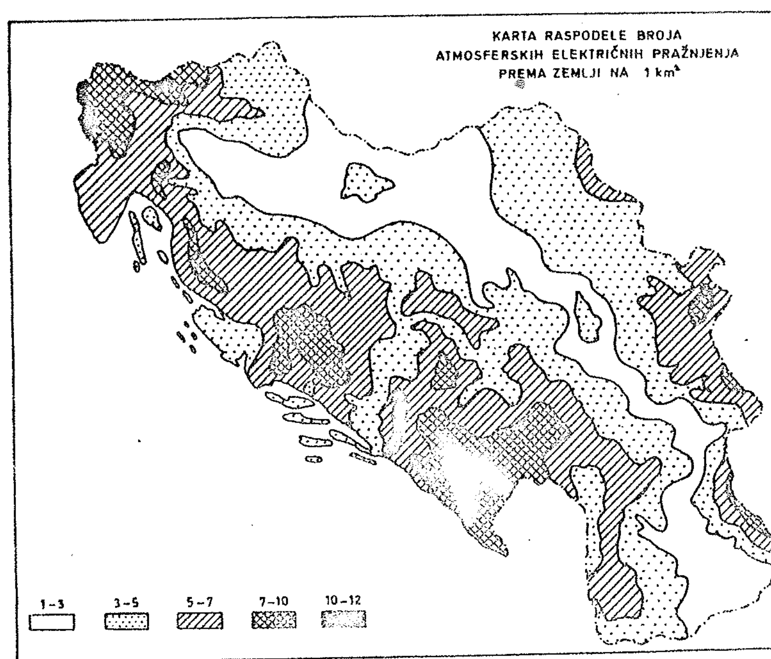
Snaga električnog toka (struje) munje dostiže 100-150 hiljada ampera, a najčešće - u oko 80% slučajeva - oko 20 hiljada ampera. Za veoma kratko vreme, najčešće za 0,2 sek, a najviše do 1,5 sek, munjom se prenese 10-50 kulona, a u većini slučajeva oko 20 kulona električne energije. Brzina prenošenja elektriciteta munjom meri se vremenom od svega hiljaditog dela

sekunde. Nesumnjivo da su to sve razlozi zbog kojih ovo kratkotrajno električno pražnjenje deluje tako zastrašujuće i što je toliko opasno.

Iz svega izloženog proizlazi da je olujni oblak prirodno električno postrojenje, koje proizvodi ogromnu količinu električne energije. Procenjeno je da jedan prosečan olujni oblak, iz koga se svakih 20 sekundi prazni elektricitet, proizvodi nekoliko miliona kilovata električne energije. To je dovoljna količina električne energije za snabdevanje najvećih svetskih gradova svetlošću i potrebnom pogonskom energijom u toku trajanja same nepogode. Iz jednog olujnog oblaka može se javiti više stotina pa čak i hiljada munja.

Prema proračunima britanskog meteorloga Bruksa, u toku jedne godine u atmosferi se javi oko 16 miliona olujnih oblaka ili oko 44 000 dnevno. Ukupna količina električne energije koju ove nepogode proizvedu iznosi 10 biliona kilovata, što predstavlja približno hiljaditi deo energije koju Zemlja dobija od Sunca.

U našoj zemlji prosečno godišnje na 1 km^2 dolazi do 1-12 električnih pražnjenja prema Zemljinoj površini. Geografska raspodela čestina tih munja prikazana je na slici 131.



Slika 131.- Raspodela srednjeg godišnjeg broja električnih pražnjenja prema Zemljinoj površini na 1 km^2 u Jugoslaviji, prema S. Plaziniću i N. Miljković

Prema spoljnom izgledu razlikuje se više vrsta burnih atmosferskih električnih

pražnjenja koja se mogu javiti u toku jedne nepogode. To su linijske ili trakaste, pljosnate, u obliku rakete (raketna munja), loptaste (kuglaste) i perlaste (isprekidane) munje. Veoma je značajno upoznati se sa njihovim najznačajnijim karakteristikama.

8.3.1. Vrste munja

Najčešća vrsta munje je tzv. linijska ili trakasta munja. Ova električna varnica, kada se javi izmedju oblaka i Zemlje što je najčešće, ili u samom oblaku ima prosečnu dužinu vidljivog dela 2-3 kilometara. Kada se javi izmedju dva olujna oblaka može dostići dužinu od 20 km, pa i više. Zapažene su takodje linijske munje sa pravcem od oblaka prema vedrom nebu.

Oblik linijske munje je sličan rečnom toku sa mnogim pritokama, tj. veoma je vijugav sa mnogim bočnim granama (slika 132).



Slika 132.- Snimak linijske munje (iz "Biltena SMO")

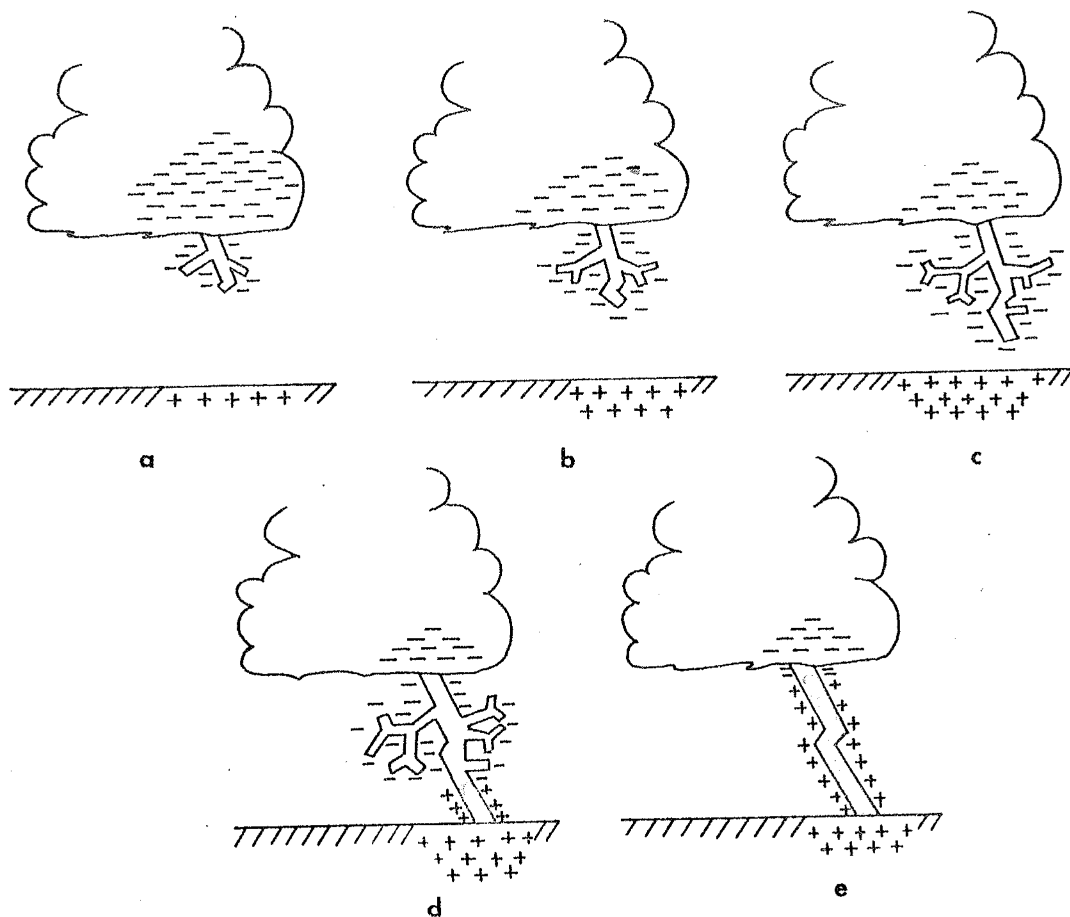
Razlikuju se linijske munje koje predstavljaju pražnjenje pozitivnog i negativnog elektriciteta.

Prve se obično javljaju izmedju prednjeg dela olujnog oblaka i Zemljine površine. Medjutim, većina tj. oko 3/4 svih munja, predstavlja pražnjenje negativnog elektriciteta.

Linijska munja ne predstavlja pojavu uslovljenu samo jednom električnom varnicom već je rezultat niza električnih pražnjenja koja sleduju u veoma kratkim razmacima jedan za drugim.

Proces pojave i razvoja linijske munje je u najvećoj meri poznat.

Kada se uspostavi kritički gradijent električnog potencijala, npr. izmedju oblaka i zemlje, prvo počinju da se kreću elektroni u maloj količini, gradeći struju kroz vazduh (slika 133a).



Slika 133.- Razvoj linijske munje izmedju oblaka i Zemljine površine

Nailazeći na atome vazduha oni ih cepaju na pozitivno i negativno naelektrisane delove - jone i elektrone. Oslobodjeni elektroni nastavljaju put u pravcu gradijenta potencijala sudarajući se sa novim atomima vazduha i stvarajući nove slobodne elektrone. Njihov broj na taj način naglo raste i kretanje postaje sve brže, slično snežnoj lavini koja se pokrenula pod uticajem bačenog kamena i koja se pretvara u ogroman usov snega.

Pod dejstvom ovog lidera (vodje), kako ovu lavinu elektrona nazivaju, vazduh postaje električno provodljiv i zagreva se. Naime, lider kao prethodnica stvara sve duži električno provodljiv "kanal" izmedju oblaka i Zemljine površine kroz koji elektricitet iz oblaka struji u sve većoj količini (slika 133 b i c). Kada masa elektrona dostigne Zemljinu površinu u vremenu koje ne traje više od 1/100 dela sekunde, može se reći da je stvoren "kanal" širine 3-60 cm, tj. izvršena priprema za glavno pražnjenje. Glavno pražnjenje ili glavni udar, koji je usmeren od Zemljine površine (gde se usled indukcije nagomilao elektricitet suprotnog znaka) prema oblaku (slika 133 d i e), vrši se putem (kanalom) koji su već prokrčili elektroni. Za razliku od lidera, to je burni proces širenja velike količine elektriciteta približnom brzinom od stohiljaditog dela sekunde. Tada dolazi do sjedinjenja pozitivnog elektriciteta iz Zemljine površine stvorenog indukcijom i negativnog elektriciteta iz oblaka, tj. do njihove neutralizacije u oblaku i površinskom sloju zemljišta.

Proces pražnjenja elektriciteta izmedju oblaka i Zemljine površine time nije završen. On se u kratkim razmacima višestruko ponavlja po istom kanalu, na isti način kao što je to prikazano na slici 133, sve dok se ne iscrpi cela zaliha električne energije. Broj uzastopnih impulsa koji čine lider može biti čak 30-40. Glavni udar sastoji se obično od najviše 5 impulsa, a izuzetno ponekad 10-20, koji se ponavljaju u razmacima od 0,02 do 0,70 sek. Svako sledeće pražnjenje elektriciteta kroz isti "kanal" obično je slabije od prethodnog jer se zaliha električne energije u oblaku smanjuje. Ukupno trajanje jedne munje ne prelazi nekoliko desetih delova sekunde.

Svetlost izazvana električnim pražnjenjem je posledica pregrejavanja (usijavanja) vazduha u toku napred opisanog procesa. Temperatura u "kanalu" munje iznosi oko 1 600-1 800°C. Prvo se javlja svetlost izazvana liderom, a zatim sledi intenzivnije i kraće svetljenje glavnog udara. Ponavljanje ovog procesa, s obzirom na veoma kratke razmake, neuhvatljivo je za čovečje oko, zbog čega ga ono prima kao jednu pojavu, tj. kao jednu munju. Medjutim, ceo ovaj proces se može pratiti pomoću osetljive filmske kamere.

Linijska munja predstavlja električnu varnicu toliko energetske snage da je u stanju da, osim izazivanja požara i smrti živih bića, prouzrokuje velika razaranja materijalnih dobara. Munja ruši dimnjake, pa čak i zidove zgrada. Cepa drveće u iverke, topi i razbija kamenje.

U stanju je da topi i čak dovede do stadijuma isparavanje i metale. Najčešće pogadja istaknute predmete koji su dobri provodnici elektriciteta, kao npr. zvonike, metalne stubove, usamljena stabla i sl. Od drveća najčešće pogadja ono koje je najbolje povezano sa Zemljinim površinskim slojevima, tj. ono koje ima razgranat i dubok koren i pruža najmanji otpor širenju elektriciteta. Prema zapažanjima medju našim vrstama drveća munja češće pogadja listopadna stabla, npr. hrast, nego četinare.

Pljosnata (plošna) munja je redji oblik električnog pražnjenja. Ovo kratkotrajno sevanje, vidljivo na površini oblaka, predstavlja pražnjenje elektriciteta razgranatog oblika, rasplinutog i treperljivog sjaja u samom oblaku. Smatra se da se javlja u olujnim oblacima koji se po količini proizvedenog elektriciteta mogu smatrati slabim, tako da se ne može stvoriti "kanal" do Zemljine površine. S obzirom da se ovakav oblik munje može javiti ponekad i u slojastim oblacima, očigledno je da se radi o tihom električnom pražnjenju. Takvoj pretpostavci ide u prilog i to što ove munje često nisu praćene gromom ili grmljenjem. Medjutim, sličan oblik može predstavljati odblesak linijske munje zaklonjene gustim oblacima od posmatračevog oka, i njega treba razlikovati od prave pljosnate munje.

Za razliku od drugih oblika raketna munja razvija se veoma sporo. Njeno širenje moguće je pratiti okom jer traje 1-1,5 sek. Za vreme njenog svetljenja u potpunom mraku mogu se videti predmeti i čak zapaziti kretanje grančica na drveću pod dejstvom vetra. Najčešće predstavlja električno pražnjenje izmedju dva oblaka.

Perlasta (isprekidana) munja je veoma retka pojava. Na osnovi oblaka izgleda kao svetleća tačkasta linija slična nizu perla. Sastavljena je od 50 do 200 svetlećih lopti prečnika 20 cm, koje su rasporedjene na jednakim rastojanjima. Pretpostavlja se da je to prelazan oblik od linijske prema loptastoj munji.

Dosta redak oblik munje je i loptasta (kuglasta) munja. Ona ima izgled vatrene lopte. Različitih je boja, a najčešće plave ili bleštavo bele. Obično je veličine 10 do 30 cm ako se javi ispod oblaka. U redjim slučajevima, i to kad se javi iznad oblaka, može dostići prečnik od nekoliko metara. Kao i perlasta munja, najčešće se javlja neposredno iza pojave snažne linijske munje. Traje nekoliko sekundi do nekoliko minuta, krećući se vijugavo pod uticajem vazdušnih strujanja. U njenoj blizini čuje se zviždanje, pištanje ili brujanje. Iščezava bešumno ili sa slabim praskom. Ponekad je njen kraj praćen eksplozijom zaglušujuće i razorne snage. S obzirom da može kroz otvorene prozore, vrata, dimnjake i druge otvore dospeti unutar zgrada, veoma je opasna. U toku iščezavanja može naneti veliku štetu i ugroziti živote prisutnih.

Priroda ove električne pojave je veoma malo ispitana. Naročito je teško objasniti kakav prirodni proces dovodi do koncetracije tako velike količine električne energije u tako maloj zapremini. Postoji hipoteza da ona predstavlja tzv. plazmu, četvrto agregatno stanje materije, u kome su svi atomi i skupovi atoma (molekuli) naelektrisani, odnosno jonizovani. Medjutim, neki naučnici smatraju da se radi o "lopti" jako naelektrisanog praskavog gasa, koji se obrazuje razlaganjem molekula vode na kiseonik i vodonik pod dejstvom linijske munje.

Dosadašnjim laboratorijskim istraživanjima, pri kojima su veštački izazivane električne varnice velike snage, potvrdjeno je samo da se ovaj oblik električnog pražnjenja javlja u periodima kada se javljaju linijske munje. Tom prilikom, u razmacima izmedju velikih varnica linijskog oblika, dobijane su manje varnice loptastog oblika. Medjutim , u njima nije bila koncentrisana ni približno toliko velika količina električne energije kao kod prirodnih loptastih munja.

Treba napomenuti da danas još ima i tumačenja ove pojave kao optičke varke. Tom uverenju doprinosi i činjenica da ne postoji ni jedna ubedljiva fotografija loptaste munje, što neki uzimaju kao dokaz da takve električne pojave u prirodi nema.

Sa druge strane postoje mnogobrojna svedočanstva onih ljudi koji su loptastu munju videli, ili se čak u susretu sa njom sami uverili u njeno dejstvo.

Ovaj oblik munje, iako veoma redak, zapažen je više puta i u našoj zemlji. Tako je npr. u Varaždinu juna 1956. god., za vreme jake grmljavinske nepogode, vidjena svetleća kugla prečnika oko 50 cm na jednom stubu. Trajala je 2-3 sekunde, menjajući jačinu svetljenja koje je u proseku bilo kao kod linijske munje. Iščezavanje ove pojave, prema izjavama očevidaca, bilo je praćeno jakim praskom.

8.3.2. Grom

Pojava munje je najčešće praćena praskom većeg ili manjeg intenziteta, što zavisi od njene snage i udaljenja od mesta njenog udara. S obzirom na ogromnu razliku u brzini prostiranja svetlosti (300 000 km/sek) i zvuka (300-350 m/sek) posmatrač prvo vidi blesak munje, a zatim sa zakašnjenjem do njega dolazi njena zvučna manifestacija - grom ili grmljavina. Munja, koja je dospela do Zemlje u blizini posmatrača praćena je snažnom zaglušujućom eksplozijom koja se naziva grom. Zvučni efekat udaljenih munja, naročito ako se one javljaju izmedju oblaka, obično je dužeg trajanja slično udaljenoj tutnjavi i naziva se grmljavina. Veoma udaljene munje daju produženu grmljavinu , poznatu pod nazivom grmljenje.

Zvučni efekat munje uslovljen je jakim i brzim zagrevanjem i hladjenjem vazduha u toku širenja električne varnice kroz vazduh, tj. kroz "kanal". Tom prilikom u "kanalu" munje razvija se pritisak koji može dostići više hiljada atmosfera. U vazduhu, pokrenutim ovim pritiskom, razvijaju se zvučni talasi koji se brzo prostiru na sve strane, u početku čak većom brzinom od brzine zvuka. Naime, ovaj proces se odvija tako brzo da se slično kao kod eksplozijom sabijenog (zgusnutog) vazduha prelazi u zvučni talas. Neki naučnici smatraju da je pojava eksplozivnog dejstva munje takodje posledica eksplozije praskavog gasa koji se stvara u rezultatu raspadanja vodene pare na sastavne elemente pod dejstvom električne varnice.

Uzrok pojave produženog neujednačenog zvučnog efekta munje - grmljavine i grmljenja - je prostiranje zvuka nejednakom brzinom kroz slojeve vazduha različite gustine. Ovome doprinosi i odbijanje zvuka od različitih predmeta. Takodje ona je uslovljena sukcesivnim električnim pražnjenjima kroz jedan "kanal", koji svaki za sebe stvara zvučni talas. Ovi zvučni talasi, iako stvoreni u veoma kratkim razmacima, ne moraju se širiti na isti način. Zbog različite jačine sukcesivnih električnih varnica nemaju ni isti intenzitet.

Poluprečnik čujnosti zvučnog efekta munje ne prelazi 35 km, a obično nije veći od 10 km. On zavisi prvenstveno od intenziteta munje ali takodje i od nekih drugih faktora. Tako npr. čujnost grmljavine većeg je intenziteta i veće daljine iz pravca duvanja vetra.

8.3.3. Dejstvo munje i zaštita od nje

Već je više puta napomenuto da je dejstvo munje veoma opasno kako za čoveka tako i za njegovu imovinu. U jednom slučaju munja ubija čoveka nanoseći mu teške telesne povrede izazvane dejstvom. U drugim slučajevima on gubi život bez ikakvih spoljnih ili unutrašnjih tragova njenog dejstva. U ovom drugom slučaju dejstvo električne varnice izaziva paralizu moždanih centara ili srca i trenutnu smrt. Medjutim, nisu retki slučajevi da čovek preživi njen udar bez ikakvih posledica ili sa manjim tragovima njenog dejstva, kao što je gubitak odeće, kose, kontuzovanost ili zaglušenost. Takodje se dešava da u grupi njom pogodjenih ljudi jedan ili više njih prežive njeno dejstvo čak potpuno nepovredjeni.

U našoj zemlji svake godine izvestan broj ljudi gubi život pod dejstvom ove prirodne pojave, a takodje nastaju znatne materijalne štete usled njenog mehaničkog dejstva ili njome izazvanih požara. Izmedju mnogih zabeleženih slučajeva naročito je karakterističan onaj koji se zbio 12.VII 1955. god. na raskrsnici puteva Nikšić-Žabljak-Pljevlja, na 10 km od Žabljaka. Munja je pogodila usamljenu napuštenu kuću, u kojoj je za vreme nepogode potražila sklonište grupa od 12 osoba, čekajući redovnu autobusku liniju. Devet prisutnih je bilo ubijeno, jedna oso-

ba je teško povredjena, dok su dva putnika preživela njeno dejstvo sa manjim posledicama. Naročito je karakteristično da sva nastradala lica nisu bila u jednoj prostoriji. Medjutim, munja se razgranala po celoj zgradi.

Mehaničko dejstvo munje ponekad ima izvanredne razmere. Munja može potpuno razoriti fabričke dimnjake, razbacujući delove na rastojanje od više stotina metara. Zabeležen je i jedan slučaj da je potisak izazvan njenim udarom pomerio stenu tešku 25 tona za 7 m. U nekim slučajevima ogromne stene su se raspadale u komade.

Normalno je da takvo dejstvo munje radja i kod čoveka današnjice praiskonski strah. Nije retkost da munju i danas neki neobrazovani ljudi tumače natprirodnim silama. Medjutim, kao što je rečeno, ona je potčinjena prirodnim , tj. fizičkim zakonima, nama u osnovi dobro poznatim.

Najbolja zaštita života ljudi i materijalnih dobara u zgradama i drugim objektima od dejstva munje je postavljanje gromobrana. Ovaj relativno jednostavan uredjaj, čiji je princip postavio još Franklin, sastoji se od metalnog šiljka povezanog provodnikom sa Zemljinom površinom. On sprovodi elektricitet privučene munje u Zemljinu površinu bez ikakvih posledica po objekt na koji je postavljen, kao i po ljude u njemu.

Da bi se postigla potpuna zaštita od munje, treba za vreme bliske nepogode zatvoriti sve otvore (prozore, vrata, peći), a naročito sprečiti cirkulaciju vazduha (promaju), koja u unutrašnjost zgrade može doneti loptastu munju. Takodje ne treba upotrebljavati telefon, a radio i televizor je preporučjiovi isključiti i odvojiti od antene.

Zatečen u prirodi - u polju ili planini - za vreme nepogode čovek treba da izbegava istaknuta mesta, metalne predmete, stabla drveća i to naročito kada su ona usamljena i kada u grupi nadvisuju ostala.

Kada je neka osoba pogodjena dejstvom munje, jedina ispravna pomoć je veštačko disanje. Potpuno je pogrešno verovanje da se zakopavanjem u zemlju može povratiti u život munjom pogodjen čovek. Takav postupak, naprotiv, dovodi do gubljenja dragocenog vremena za primenu veštačkog disanja i često je uzrok smrti osobe koja je paralizovana, a koja bi se primenom pravog postupka mogla povratiti u život.

8.4. TIHA PRAŽNJENJA ATMOSFERSKOG ELEKTRICITETA

Za vreme grmljavinskih nepogoda javljaju se i tiha električna pražnjenja u elek-

tričnom polju gde potencijal nije dostigao potrebnu vrednost za pojavu munje. Takodje, do tihih električnih pražnjenja u atmosferi može doći i pod nekim drugim uslovima. Ova električna pražnjenja javljaju se u dva glavna oblika, i to kao Elmova vatra (vatra sv. Elma) i kao atmosferici.

8.4.1. Elmova vatra

Mirno, manje ili više neprekidno električno pražnjenje različitog intenziteta, koje se za vreme nepogoda javlja iz istaknutih - najčešće metalnih - predmeta, poznato je u stručnoj literaturi pod imenom Elmova vatra ili vatra sv. Elma. Slična pojava se javlja iznad električnih provodnika visoke voltaže i često je vidljiva noću.

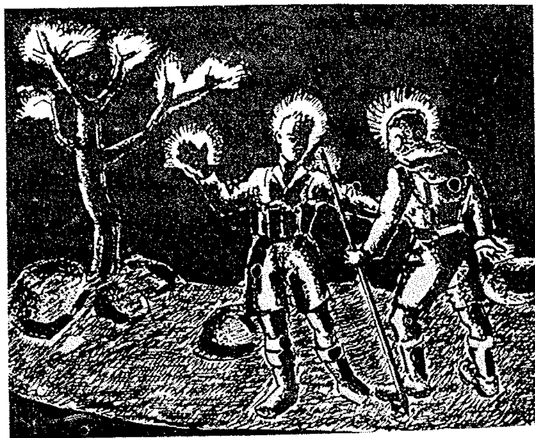
Ova električna pojava zapažena je veoma davno i njeni opisi se nalaze u mnogim starim zapisima , čak i kod starih Grka. Zbog njene pojave u toku olujnih nepogoda u prošlosti joj je davano religiozno tumačenje, kao i mnogim drugim pojavama zastrašujućeg izgleda. Veća pažnja joj je posvećena od XVI veka, jer su stari moreplovci došli do zaključka da je njena pojava na istaknutim delovima katarki dobar znak skorog prestanka nepogode koja je ugrožavala brod. Takvo iskustvo se najčešće opravdavalo, jer je ovo svetljenje nastupalo kada je nepogoda, koja je nailazeći uslovljavala jak vetar i velike talase, bila iznad samog jedrenjaka, i moglo se očekivati da će uskoro ostati iza njega. Zbog toga je ovaj elektrometeor u to vreme nazvan vatra svetog Elma (Erasmus), koji je smatran zaštitnikom mediteranskih moreplovaca.

Vatra sv. Elma nastaje kada napon električnog polja atmosfere dostigne nad ravnom površinom 100 000 V/m, tj. kada joni dobiju dovoljnu brzinu da izvrše električni proboj vazduha, jonizujući molekule na koje nailaze, tj. povećavajući njegovu provodljivost. Tada iz šiljatih predmeta, kao što su katarke, gromobrani, antene, grane, itd., počinje mirno vidljivo pražnjenje elektriciteta. Ono ponekad može biti praćeno slabijim praskom ili bolje reći pucketanjem. Da li će ova pojava imati i slabije zvučne manifestacije zavisi od potencijala električnog polja, tj. od brzine i intenziteta jonizacije okolnog vazduha. Ponekad ona može trajati i nekoliko časova.

Elmova vatra ima oblik svetlećih kićanki ili plamičaka plavičaste boje. Kada su plamičci svetliji i veći to je znak da se vrši pražnjenje pozitivnog, a u suprotnom slučaju negativnog elektriciteta. Pri veoma malom naponu električnog polja nižih slojeva vazduha, koji nad ravnom površinom iznosi 15 000-20 000 V/m, takodje dolazi do električnog pražnjenja iz šiljastih predmeta iznad kojih je napon viši (oko 30 000 V/m), ali je ono toliko slabo da je za čoveka nevidljivo i nečujno.

Ova tiha električna pražnjenja najčešće se javljaju u planinskim predelima, i to

na vrhovima iznad kojih je, kao i iznad svih istaknutih predmeta, potencijal električnog polja veći nego u okolini, tj. gde su izopotencijalne površine električnog polja zgusnute i kada nema poremećaja u njihovom položaju. U takvom električnom polju sa visokim vrednostima gradijenta potencijala Elmova vatra se ne mora javiti samo iz istaknutih ili metalnih predmeta već i iz živih bića. Tako npr. u toku jedne alpinističke ekspedicije na planinu Tjen-Šan, dok je vrh planine bio zahvaćen olujnim oblakom, učesnici su primetili da im iz kose, vrhova prstiju, metalnih dugmadi, fotoaparata i drugih metalnih predmeta izbijaju plamičci - iskre jakog bleska (slika 134). Čulo se brujanje karakteristično za električna polja visokog napona i osećao se miris ozona koji, kao što je poznato, nastaje i pod uticajem električnog pražnjenja.



Slika 134.- Izgled pojave vatre sv. Elma (Iz knjige "The Flight of Thunderbolts" od B. Schonland-a)

Ova pojava se takodje može često zapaziti na istaknutim delovima aviona pri letu kroz jako nalektrisan oblak.

Kao što je već napomenuto, pojava mirnog električnog pražnjenja nije vezana samo za grmljavinske nepogode, tj. za razvoj olujnih oblaka roda Cumulonimbus. Javlja se i kod onih elementarnih nepogoda u toku kojih dolazi do trenja sićušnih čestica različite vrste. Tako npr. ona se javlja za vreme snežnih mećava, snežnih lavina, peščanih i prašinskih oluja i vulkanskih erupcija.

8.4.2. Atmosferici

Atmosferici su elektromagnetni poremećaji (impulsi) u atmosferi koji u većoj ili manjoj meri ometaju radio-emisije. U radio-prijemnicima izazivaju dobro poznato i vrlo karakteristično pucketanje. U nekim slučajevima ovi impulsi mogu biti tako intenzivni da potpuno onemogućuju prijem radio-emisija. Zbog toga ovu pojavu u radio-telefoniji nazivaju i atmosferskim smetnjama.

O uzrocima pojave atmosferika postoji više teorija. Nekima od njih pokušavalo se dokazati da su atmosferici uslovljeni kosmičkim uzrocima. Medjutim, danas je poznato da su ova, u stvari električna pražnjenja, rezultat čisto atmosferskih procesa, i to naročito onih u troposferi. Zbog toga su i dobili ime atmosferici.

Ponekad se atmosferici javljaju i za vreme padavina koje nisu praćene električnim pražnjenjima. Takodje su oni prateća pojava snežnih mećava i uopšte elementarnih nepogoda u toku kojih se povećava potencijal električnog polja atmosfere. Slična pojava se javlja u blizini jakih industrijskih i drugih električnih uredjaja, zatim oko električnih vodova visokog napona, pri prolazu vozila sa električnim pogonom, itd. Sve su to lokalni atmosferici, čiji domet čujnosti nije veliki. Medjutim, oni u ograničenoj oblasti mogu dostići veliki intenzitet i čak sprečiti prijem radio-emisija.

Domet i intenzitet atmosferika zavisi od intenziteta uzroka njihove pojave. Moćni atmosferici, koji su uslovljeni jakim električnim pražnjenjima iz grmljavinskih nepogoda, mogu se širiti 6 000-7 000 km u različitim pravcima. Daljina čujnosti ovih elektromagnetnih impulsa zavisi i od osobina atmosferskih slojeva kroz koje prolaze, tj. od toga u kojoj meri ih ovi slojevi apsorbuju. U vezi sa ovom osobinom istraživanje atmosferika nema praktičan značaj samo za službu radio-veze, već i za meteorologiju, ili tačnije za prognozu vremena. Odredjivanjem njihovog intenziteta i zone javljanja pomoću specijalnih uredjaja, može se ne samo odrediti tačan položaj grmljavinskih nepogoda, već takodje i njihov pravac i brzina kretanja.

8.5. POLARNA SVETLOST

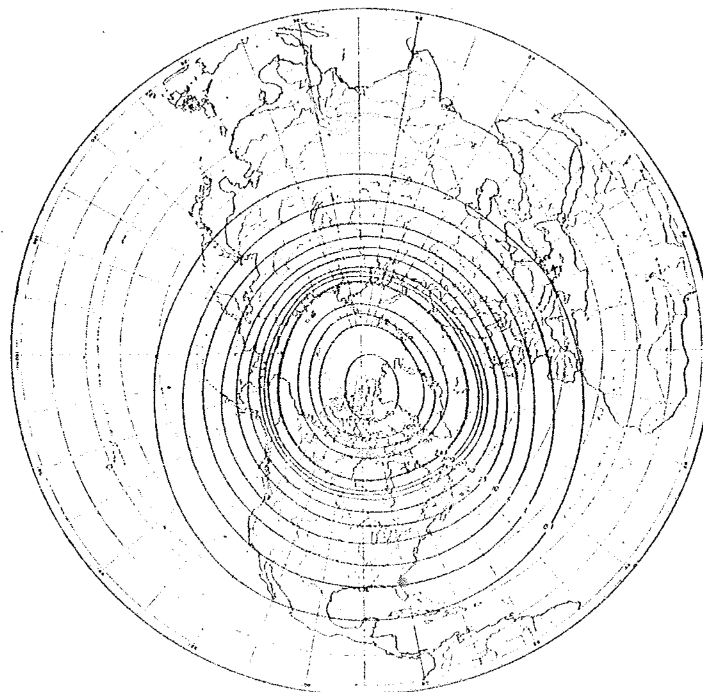
Polarna svetlost predstavlja jednu od najlepših prirodnih pojava u atmosferi. Spada u grupu električnih pojava po uzrocima postanka, iako bi se po svojim vidljivim svetlosnim manifestacijama mogla da svrsta i u atmosferske svetlosne pojave.

Najčešće se javlja u polarnim predelima, gde ima i najveći intenzitet, te joj otuda i potiče ime. Nazivaju je još severna ili južna svetlost, prema tome da li se javlja na severnoj ili južnoj polulopti. Zbog izvesne sličnosti nekih njenih oblika sa svetlosnim pojavama koje nastaju za vreme svitanja i sutona, nazivaju je i polarna zora (aurora polaris) ili aurora borealis, ukoliko se javlja na severnoj polulopti, odnosno aurora australis ukoliko je njena pojava vezana za južnu poluloptu.

Polarna svetlost se ne javlja samo u tamnom, već takodje i u svetlom delu atmosfere. U prvom je iz razumljivih razloga vidljiva dok je u drugom nije moguće zapaziti zbog mnogo jače dnevne svetlosti.

U oblasti najčešćeg javljanja, maksimum njene najveće čestine ne poklapa se ni sa geografskim ni sa geomagnetnim polom. On se nalazi u pojasu koji okružava geomagnetni pol, a koji je udaljen od njega 20° do 25° geografske širine. U ovom pojasu polarna svetlost je vidljiva skoro svake vedre noći-čak preko 200 dana godišnje. Odatle joj se čestina smanjuje i prema geomagnetnom polu i prema manjim geografskim širinama. Oko samog geomagnetnog pola javlja se prosečno u oko 50 dana godišnje. Na manjim geografskim širinama je ovo veoma retka pojava. Tako npr. u našim krajevima javlja se godišnje prosečno jedanput, a nešto južnije još redje-jedanput u 10 godina. U blizini ekvatora vidljiva je izuzetno retko.

Na slici 135 prikazana je pomoću izolinija, tzv. izohazmi, geografska raspodela srednje godišnje čestine javljanja polarne svetlosti na severnoj polulopti. Ovu, u novije vreme koregiranu kartu, uradio je još 1873. god. švajcarski naučnik Fric (H. Fritz). On je za njenu izradu koristio podatke osmotrenih i zabeleženih polarnih svetlosti od 503. god. pre nove ere do 1872. god.

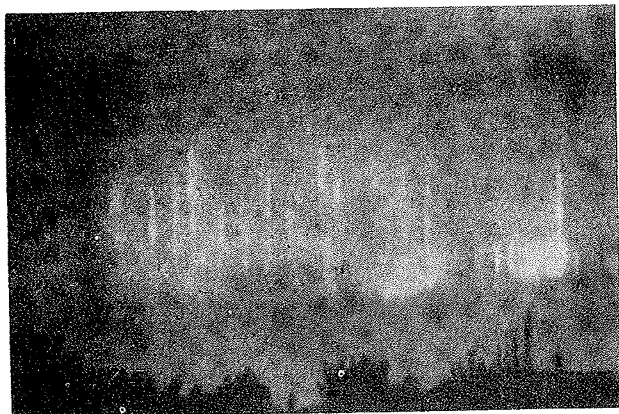


Slika 135.- Raspodela srednjih čestina javljanja polarne svetlosti na severnoj polulopti

Na ovom kartografskom prikazu jasno se zapaža koncentrično pružanje izohazmi oko geomagnetnog pola, kao i napred opisana geografska raspodela srednje godišnje čestine javljanja polarne svetlosti.

Polarna svetlost se javlja na različitim visinama, u različitom trajanju i u raznovrsnim bojama, sjaju i oblicima, koji su često veoma promenljivi. Na slici 136 prikazani su fotografski snimci nekih oblika polarne svetlosti.

Polarna svetlost uglavnom se ne javlja ispod visine od 100 km, tj. veoma retko njena donja granica može biti na visini od 80-90 km. Gornja granica javljanja joj je izmedju 300 i 600 km, ali ponekad može dostići i 1 000-1 200 km.





Slika 136.- Snimak polarne svetlosti u obliku zavesa (draperija) i pulzirajućeg rumena (iz knjige "Воздушный океан и его жизнь")

Trajanje polarne svetlosti je veoma različito. Ponekad iščezava posle nekoliko minuta, a može trajati i po nekoliko časova, pa čak i celu noć.

Najčešće je žuto-zelene ili beličaste boje. Medjutim, može ponekad imati narandžastu, crvenu, modru ili ljubičastu boju. Može se javiti i sa više boja i nijansi odjednom.

Intenzitet sjaja polarne svetlosti nije veliki, iako se na prvi pogled dobija suprotan utisak, s obzirom na njen kontrast na tamnom fonu noćnog neba. Njen sjaj retko prelazi intenzitet svetlosti mladog Meseca. Najsjajniji deo joj je po jačini svetljenja sto puta slabiji od sjaja Mlečnog puta (Kumove slame). Veoma retko može se javiti sa tolikim sjajem da se napolju mogu obavljati poslovi bez veštačkog izvora svetlosti. To su izuzetno jake polarne svetlosti, i uglavnom su ograničene na polarne predele. Takav jedan slučaj dogodio se u noći izmedju 18. i 19. septembra 1941. god. kada je ona vidjena i na veoma malim geografskim širinama severne polulopte. U nekim slučajevima počinje kao slabo svetljenje, a zatim joj se sjaj pojačava kao da se razgoreva.

Sve oblike polarne svetlosti teško je nabrojati. Na slici 137 prikazani su crteži samo nekih najčešćih oblika.

Prema tome da li u toku vremena menjaju oblik, kao i boju i sjaj, mogu se podeliti na dve grupe i to na postojane i kolebljive.



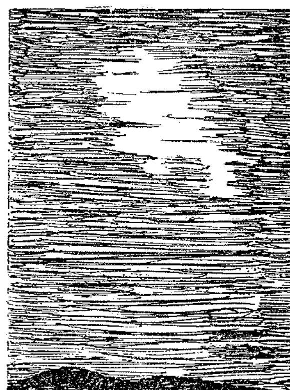
a



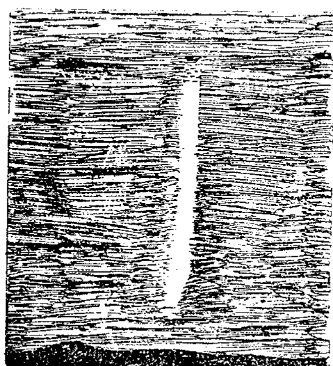
b



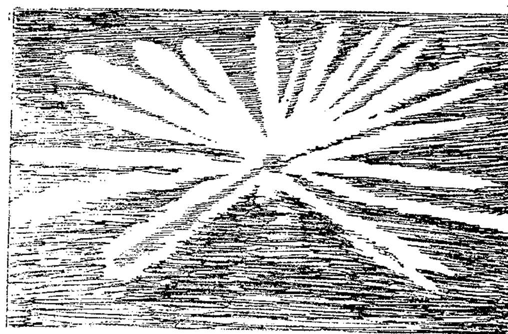
c



d



e



f





Slika 137.- Najčešći oblici polarne svetlosti

U grupu postojanih polarnih svetlosti spadaju oblici koji nemaju zrakastu strukturu. To su homogeni lukovi (slika 137a), homogene trake (slika 137b) i difuzne rasplinute svetlosti bez oštrih ivica koje se nazivaju rumen ili sjaj (slika 137c i d). Ovi poslednji oblici su slični, samo što se prvi javlja blizu horizonta i podseća na svitanje (zoru), a drugi na veliku svetlu mrlju uzdignutu visoko iznad horizonta.

U grupu kolebljivih polarnih svetlosti spadaju one koje menjaju oblik, a ponekad boju i sjaj. One imaju zrakastu strukturu. Javljaju se u obliku usamljenih zrakova (slika 137 e), korone ili krune (slika 137 f) ili u obliku draperija (slika 137 g i h). Ove poslednje su naročito kolebljive i podsećaju na veliku draperiju ili zavesu koja se giba ili leprša kao na vetru. Zbog toga je to najlepši oblik polarne svetlosti koji je obično na naborima zelene ili zeleno-žute, a ponekad na krajevima i crvene boje.

Mogu se javiti i veoma složene polarne svetlosti koje se ne mogu svrstati ni u jedan navedeni oblik, jer predstavljaju njihovu kombinaciju.

Polarna svetlost je oduvek privlačila posebnu pažnju naučnika koji su težili da objasne uzroke njenog postanka.

O uzrocima polarne svetlosti ima više teorija. To govori da procesi njenog obrazovanja nisu još sasvim poznati. Većina ovih teorija se u osnovi ne razlikuje, već samo u izvesnim detaljima.

Do sada najprihvatljivija je Čapman-Ferarova (Chapman-Ferrar) teorija, prema kojoj polarna svetlost nastaje u rezultatu sudara i trenja molekula i atoma vazduha u razredjenim slojevima atmosfere sa pozitivno i negativno naelektrisanim česticama (korpuskulama) poreklom sa Sunca. Ove naelektrisane čestice, pretežno razbijenih atoma vodonika u procesima fisije (elektroni i protoni) izbačene iz površinskih slojeva Sunca, kreću se kroz medjuplanetarni prostor prosečnom brzinom od 1 000 km/sec. Kada ulete u atmosferu, ove čestice utiču na elektromagnetno polje Zemlje. Pri tome one uslovljavaju čitav niz geofizičkih pojava, od kojih je vidljiva samo polarna svetlost.

Kao što je poznato, Zemlja u kosmosu predstavlja gigantski magnet i prema tome ima svoje magnetno polje. Kada se korpuskule približe Zemlji, pod dejstvom magnetnih linija sila skreću prema severnom i južnom geomagnetnom polu. Osim toga, pod ovim uticajem brzina im se povećava do vrednosti koja im omogućuju prodor do najnižih slojeva atmosfere.

Ovim elektromagnetnim procesom tumači se povećana čestina i intenzitet polarne svetlosti u blizini geomagnetnih polova, kao i njeno skoro potpuno odsustvo u ekvatorijalnim predelima.

Pojava većeg broja (rojeva) korpuskula u atmosferi dovodi do veoma izrazitih poremećaja u elektromagnetnom polju Zemlje, tj. do pojave tzv. magnetnih oluja. To je naročito izraženo u periodima uznemirenog Sunca, kada ono u erupcijama izbacuje povećanu količinu naelektrisanih čestica. Poznato je da za vreme ovih magnetnih oluja, usled naglih promena u magnetnom polju Zemlje, magnetna igla na kompasu toliko skreće od pravca magnetnog pola (čak za 10^{o} i više) da on postaje neupotrebljiv za orijentaciju. Istovremeno dolazi do poremećaja u jonosferskim slojevima i prema tome do velikih smetnji u širenju radio-talasa. Čestina polarne svetlosti se tada takodje povećava, što predstavlja ubedljiv dokaz o njenoj tesnoj vezi sa elektromagnetnim pojavama na Zemlji, odnosno o njenom elektromagnetnom poreklu. Takodje, to je nesumnjivo dokaz da polarnu svetlost uslovljavaju rojevi naelektrisanih čestica sa Sunca. Ovakvom zaključku naročito doprinosi i pojava veoma intenzivnih polarnih svetlosti od 16 do 30 časova, pa najviše do 4-5 dana posle erupcija na Suncu.

U periodima uznemirenog Sunca povećan je i intenzitet polarnih svetlosti, tako da se one zapažaju i na malim geografskim širinama sve do ekvatorijalnih oblasti. Šta više, kada se jave na severnoj polulopti mogu se ponekad videti i južnije od ekvatora. U prošlosti je osmotreno i zabeleženo više takvih izuzetno intenzivnih polarnih svetlosti, a sve su se one javile u periodima uznemirenog Sunca. U povećanom broju i intenzitetu one su se javile u periodu 1957-1958. god. Tada su u celom svetu vršena posebno organizovana meteorološka i druga geofizička merenja i osmatranja u okviru tzv. Medjunarodne geofizičke godine. Cilj ove medjunarodne naučne akcije, koja se velikim delom odvijala kroz meteorološke službe, bio je da se ispita veza izmedju Sunčeve aktivnosti i pojava u atmosferi. U tom periodu u našoj zemlji meteorološki osmatrači su osmotrili 7 pojava intezivnih polarnih svetlosti skoro svih oblika. Naročito je karakterističan slučaj polarne svetlosti koji se javio 11.II 1958. god. izmedju 04 i 06 časova ujutro. Tada je u celoj Jugoslaviji ona osmotrena u vidu sjaja, homogenog luka, zrakastog luka, a sa nekih planinskih meteoroloških stanica i kao korona. Istoga dana od 19 do oko 20,30 časova ova pojava se ponovila sa nešto manjim intenzitetom i vidjena je u istočnom i južnom delu zemlje.

U Tabeli 39 prikazani su i svi ostali značajniji slučajevi polarne svetlosti koji su u ovom periodu uznemirenog Sunca bili osmotreni u našoj zemlji. Nisu uzete u obzir one pojave koje su zabeležile samo pojedine meteorološke stanice.

Tabela 39. Izrazitije pojave polarne svetlosti koje su osmotrene u našoj zemlji za vreme Medjunarodne geofizičke godine (1957.-1958.)

Datum pojave	Vreme javljanja (čas)	U kom delu zemlje je osmotrena	Oblik koji je imala
21/22.I 1957.	22^{00} -01^{00}	U celoj zemlji	Sjaj, luk i zraci
29/30.IX 1957.	19^{00} -21^{00}	U celoj zemlji	Sjaj, zraci, zrakasta traka, zrakasti luk i možda korona
26/27.XI 1957.	oko 18^{15}	Na severnom i srednjem primorju (ostali deo zemlje bio je oblačan)	Sjaj
8/9.VII 1958.	22^{35} -01^{15} sa prekidima	U srednjem, istočnom i južnom delu zemlje	Sjaj
4/5.IX 1958.	20^{00} -00^{15}	U zapadnom delu zemlje i na primorju	Sjaj, zraci i luk

Da bi se dokazalo električno poreklo polarne svetlosti, vršeni su mnogi eksperimenti koji su dali pozitivne rezultate. Tako npr. propuštanjem električne struje kroz staklenu cev sa razredjenim vazduhom (Gajslerova cev) izazivano je svetljenje molekula i atoma gasova slično polarnoj svetlosti. Vodonik tom prilikom svetli plavom bojom, neon narandžastom, argon sivom itd. Na Čikaškom univerzitetu 1953. god. bombardovan je razredjen vazduh tzv. alfa-če- [illegible] i protonima, čime je takodje dobijena svetleća pojava koja podseća na polarnu svetlost.

Analiza spektra polarne svetlosti, kao što je već napomenuto u Glavi 2, korišćena je za ispitivanje hemijskog sastava visokih slojeva atmosfere. Tako je ovom metodom još znatno pre primene geofizičkih raketa i veštačkih Zemljinih satelita u ove svrhe, utvrdjeno u njima prisustvo atomarnog kiseonika, jonizovanog atomarnog i molekularnog azota. Odsustvo linija lakih gasova vodonika i helijuma u spektru polarne svetlosti bio je dokaz njihove neznatne količine u visokim slojevima atmosfere.

GLAVA 9

SVETLOSNE POJAVE U ATMOSFERI

Atmosfera, s obzirom na nejednaku gustinu i prisustvo raznih čvrstih i tečnih čestica, predstavlja optički nehomogenu sredinu. Zbog toga u njoj dolazi do odbijanja (refleksije), upijanja (apsorpcije), savijanja (difrakcije) i prelamanja (refrakcije) svetlosnih zrakova poreklom sa Sunca, Meseca i zvezda. Ti poremećaji u normalnom pravolinijskom prostiranju svetlosnih zrakova manifestuju se u nizu veoma interesantnih i većinom izvanredno lepih svetlosnih pojava.

Detaljno opisivanje i fizičko tumačenje svih svetlosnih pojava u atmosferi zahtevalo bi znatno više prostora nego što u ovom udžbeniku ima za to mogućnosti. Zbog toga će se veća pažnja posvetiti onima koje su meteorološki značajnije. To su uglavnom svetlosne pojave koje nastaju kao posledica poremećaja u širenju svetlosnih zrakova pri nailasku na kapljice vode i ledene kristale u nižim slojevima atmosfere.

9.1. SVETLOSNE POJAVE KOJE NASTAJU POD UTICAJEM ČESTICA VAZDUHA I ČVRSTIH PRIRODATAKA ATMOSFERE

U ovu grupu spadaju uglavnom sve one svetlosne pojave koje nastaju usled poremećaja u prostiranju svetlosnih zrakova pod uticajem čestica vazduha ili raznih čvrstih pridodataka atmosfere. Razmatranjem njihovih karakteristika i uzroka postanka potvrdiće se i mnogi

zaključci o uticaju atmosfere na Sunčevo zračenje o kojima je govoreno u Glavi 3.

9.1.1. Boja neba

U prošlosti je veoma dugo, čak i u naučnim krugovima, preovladavalo uverenje da je plava boja nebeskog svoda uslovljena plavom bojom vazduha. Takvo mišljenje bilo je potkrepljeno i nekim dokazima. Najubedljiviji je nesumnjivo bio eksperimentalni nalaz da tečan kiseonik, na temperaturi od $-190^{\circ}C$, ima plavu boju. Prve sumnje u tačnost ove teorije o poreklu plave boje neba javile su se sa otkrićem da se njen intenzitet menja sa geografskom širinom i nadmorskom visinom, a takodje iznad iste tačke posmatranja sa promenom doba dana, godišnjeg doba i stanja vremena. Osim toga, ova teorija nije mogla objasniti druge boje koje ponekad ima nebeski svod, pri Sunčevom izlasku i zalasku.

Do otkrića pravih uzroka plavetnila nebeskog svoda došlo je posle dugotrajnih pažljivih posmatranja i otkrića niza optičkih zakona. Tome je naročito doprinelo saznanje da je plava boja nebeskog svoda tamnija ukoliko se posmatrač nalazi u delu atmosfere u kome je gustina vazduha i količina čvrstih pridodataka manja.

Na osnovu ovih zaključaka, i otkrićem zakona o difuznoj refleksiji Sunčevog zračenja u atmosferi, došlo se do fizički tačne teorije o plavoj boji nebeskog svoda. Ustanovljeno je da je ona posledica difuzne refleksije vidljivog Sunčevog zračenja na molekulima vazduha i raznim čvrstim česticama, koje se dešava prema zakonu Releja. Prema ovom zakonu, kao što je to već objašnjeno u Glavi 3, Sunčevi zraci se tim više rasipaju u atmosferi što im je manja talasna dužina. To znači da se u vidljivom delu njegovog spektra najviše difuzno reflektuju zeleni, plavi, modri i ljubičasti zraci. Prema tome, plavetnilo nebeskog svoda je posledica sastava vidljivog dela spektra nebeskog (difuznog) zračenja, u kome do našeg oka dolaze pretežno svetlosni zraci manjih talasnih dužina.

Ukoliko je ova teorija tačna, trebalo bi da se sa povećanjem nadmorske visine, usled smanjenja difuzne refleksije u manje gustom i čistijem (prozračnijem) vazduhu, boja nebeskog svoda menja; trebalo bi da bude sve tamnija i da na nekoj visini prestane da bude plava.

Takva promena boje nebeskog svoda zapažena je u prošlosti pri promeni nadmorske visine u planinskim predelima. Medjutim, najubedljivije dokaze pružili su visinski letovi pomoću stratostata, koji su izvršeni u SSSR-u i SAD u godinama pre i posle drugog svetskog rata. Nebeski svod, posmatran iz ovih letilica, postajao je sve tamniji sa povećanjem nadmorske visine. Posmatran iz stratosfere, on je imao tamno sivu boju, tako da su se usred dana na njemu

mogle jasno videti zvezde. Posebno impresivan opis ove pojave dao je američki major Simons, koji se 19.VIII 1957. godine u stratostatu uzdigao do visine od 35 km. Tokom uzdizanja on je mogao da prati promenu boje nebeskog svoda od plave, preko modre i ljubičaste, do crno-sive, kao u toku zvezdane noći. Danas se sa tamnim nebeskim svodom normalno susreću kosmonauti u toku svojih orbitalnih letova oko Zemlje.

Kao što je napred napomenuto, intenzitet plave boje nebeskog svoda veoma je promenljiv, čak i ako se posmatranje vrši sa jednog mesta.

Najveći intenzitet (tj. najtamniju nijansu) plavetnilo nebeskog svoda ima u vazduhu polarnog porekla, koji se odlikuje veoma malom količinom čvrstih pridodataka atmosfere. Nasuprot ovome u oblastima koje zahvati tropska vazdušna masa, i to naročito ako je ona kontinentalnog porekla, nebeski svod dobija izrazito bledoplavu boju, ponekad beličastu, pa čak i beličasto-sivu. Takva pojava nastaje zbog pustinjske prašine, kojom je ova vazdušna masa veoma bogata. Njene krupne čestice difuzno reflektuju svetlosne zrake manjih, ali takodje i većih talasnih dužina.

Prema tome odredjivanjem intenziteta plave boje nebeskog svoda, pomoću specijalnih instrumenata koji se nazivaju cijanometri*), može se procenjivati čistoća, odnosno prozračnost vazdušne mase za Sunčevo zračenje. To omogućuje da se, uz ostalo, sudi i o njenom poreklu.

Povremena pojava crvene, narandžaste i žute boje nebeskog svoda u jutarnjim i večernjim časovima objašnjena je u Glavi 3, u delu u kome se govorilo o dopunjenom zakonu Releja. Ova pojava je posledica pojačane difuzne refleksije svetlosnih zrakova većih talasnih dužina na krupnijim česticama, i to pri manjim upadnim uglovima.

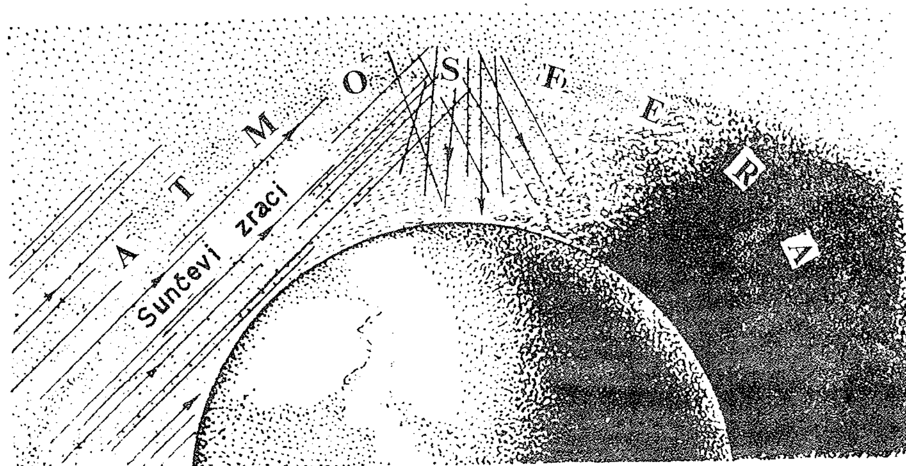
9.1.2. Svitanje i sumrak

Nešto pre Sunčevog izlaska i posle njegovo zalaska do Zemljine površine dolazi njegovo zračenje, zahvaljujući difuznoj refleksiji u višim slojevima atmosfere koji se u tom periodu ne nalaze u senci Zemlje (slika 138). Medjutim, što je položaj Sunca ispod horizonta niži, Zemljina površina na ovaj način prima sve manje zračne energije, uključujući svakako i onu u vidljivom delu spektra. Uzrok ovome je smanjenje difuzne refleksije Sunčevog zračenja u sve višim, pa prema tome i sve razredjenijim slojevima atmosfere. Kada se Sunce nalazi toliko nisko da se u senci Zemlje nalazi ceo sloj atmosfere ispod 70 km, zbog velike razredjenosti

---

*) Od grčke reči "cianos", što znači plav.

vazduha iznad ove visine proces difuzne refleksije Sunčevog zračenja praktično ne postoji. Tada na Zemljinoj površini vlada prava noć.



Slika 138.- Difuzna refleksija Sunčevog zračenja u višim slojevima atmosfere pri izlasku (svitanje) i zalasku (sumrak) Sunca

Deo dana kada nastupa smena dana i noći, i obratno, naziva se sumrak ili suton, odnosno svitanje ili zora. Početak sumraka i kraj svitanja su poznati i precizno odredjeni momentom zalaska, odnosno izlaska Sunca. Nasuprot ovome, kraj sumraka i početak svitanja su manje tačno odredjeni, jer praktično traju duže vremena i sastoje se od nekoliko faza. S obzirom da su ovi periodi brze promene osvetljenosti Zemljine površine iste pojave sa obrnutim redosledom faza, u daljem tekstu govoriće se samo o sumraku.

Zavisno od promena u osvetljenosti Zemljine površine razlikuju se dva sumraka, i to gradjanski i astronomski.

Period od momenta zalaska Sunca do momenta kada na Zemljinoj površini postaje nemoguć rad bez veštačkih izvora svetlosti, naziva se gradjanski sumrak. U ovom periodu dana osvetljenost Zemljine površine uslovljena je difuznom refleksijom Sunčevog zračenja u sloju atmosfere, čija se maksimalna gornja granica nalazi na visini od 11 km. Zbog dosta velike jačine ovog izvora svetlosti, čak ni svetlosni zraci sa punog Meseca tada nemaju nikakvu ulogu u osvetljenosti Zemljine površine.

Kraj gradjanskog i početak astronomskog sumraka poklapa se sa vremenom kada se Sunce nalazi 6°-8° ispod horizonta. Za vreme trajanja astronomskog sumraka, do Zemljine površine dolaze Sunčevi svetlosni zraci koji su difuzno reflektovani u sloju atmosfere maksimalno do visine od oko 70 km. U ovom periodu dana vidljive su veoma svetle zvezde, a kada Sunce zauzme položaj niže od 10°-12° ispod horizonta svetlost sa punog Meseca u većoj meri utiče na osvetlje-

nost Zemljine površine nego što to čine u atmosferi difuzno reflektovani Sunčevi svetlosni zraci.

Kraj astronomskog sumraka, posle koga zvanično počinje noć, poklapa se sa momentom kada postaje moguće astronomsko posmatranje zvezda slabog sjaja. Tada se Sunce nalazi 18^{o} ispod horizonta i njegovi zraci ne dolaze u sloj atmosfere ispod 70 km visine.

Sumrak ovako nastupa, kao i svitanje u obrnutom redosledu faza, svakako samo u vedrim danima. Zavisno od količine i gustine, oblaci mogu u manjoj ili većoj meri poremetiti ovaj proces, zahvaljujući njihovoj povećanoj moći difuzne refleksije i apsorpcije Sunčevog zračenja.

Kao što je već rečeno u Glavi 3, oblaci uopšte smanjuju dolazak Sunčeve zračne energije do Zemljine površine, pa prema tome smanjuju i intenzitet njene osvetljenosti. Zbog toga pri oblačnom vremenu, naročito kada se radi o niskim i gustim oblacima, period sumraka traje kraće, tj. brže nastupa noć, a period svitanja se produžava, tj. kasnije nastupa dan.

Niski, kompaktni i gusti oblaci za vreme sumraka i svitanja mogu smanjiti osvetljenost čak za 10 puta u odnosu na njen intenzitet pri vedrom vremenu. Medjutim, srednji i visoki oblaci mogu u početku sumraka i na kraju svitanja povećati intenzitet osvetljenosti Zemljine površine. Uzrok ovome je difuzna refleksija Sunčevog zračenja, koju ovi oblaci vrše u periodu kada sloj atmosfere u kome se nalaze nije u senci Zemlje. Kasnije, odnosno ranije, oni deluju kao i niski oblaci, slabeći intenzitet difuznog (nebeskog) zračenja poreklom iz viših slojeva atmosfere.

Osvetljenost Zemljine površine u periodu svitanja i sumraka je znatno povećana u oblastima pokrivenim snežnim i ledenim pokrivačem zbog povećanog albeda.

Trajanje i tok sumraka i svitanja zavisi u velikoj meri i od geografske širine. Njihovo trajanje se smanjuje prema manjim geografskim širinama i najkraće je u ekvatorijalnoj oblasti. Razlog ovome leži u tome što je dnevni Sunčev luk iznad horizonta idući prema ekvatoru sve strmiji i ono zbog toga brže zalazi, odnosno izlazi.

Produžavanje trajanja sumraka i svitanja prema većim geografskim širinama veoma je zavisno od doba godine. Najduže trajanje ovi prelazni periodi dana imaju u toku leta. Idući ka polarnom pojasu, u ovo godišnje doba njihovo trajanje postaje toliko dugo da se sve više približavaju, da bi se konačno u jednom periodu potpuno spojili.

Ova pojava je poznata pod imenom bele noći i moguća je već polarnije od 48^{o} 30'

g.š. Medjutim na tim geografskim širinama osvetljenost u toku belih noći nije velikog intenziteta, tako da je neupućeni mogu pripisati drugim uzrocima, ili čak i ne primetiti je.

Polarnije od 59° geogr. širine, gde je spajanje gradjanskog sumraka i svitanja potpuno, bele noći su veoma svetle, i u toku njih mogu se obavljati radovi bez upotrebe veštačkih izvora svetlosti.

Pojavu belih noći ne treba mešati sa polarnim danima, koji se javljaju polarnije od 66° 33' geogr. širine. Ovi dani, kao što je poznato, posledica su neprekidnog zadržavanja Sunca iznad horizonta u jednom periodu godine. Dužina trajanja ovog perioda raste prema polovima. Tako na primer na dan letnjeg solsticijuma, na 66° 33' g.š. Sunce punih 24 časa ne zalazi iza horizonta. Na polovima to se dešava u punih 186 dana.

Sumrak i svitanje često su praćeni nizom veoma lepih i raznobojnih svetlosnih pojava na nebeskom svodu. Opisivanje svih ovih pojava iziskivalo bi veoma mnogo prostora i zbog toga će se dati prikaz samo onih najznačajnijih.

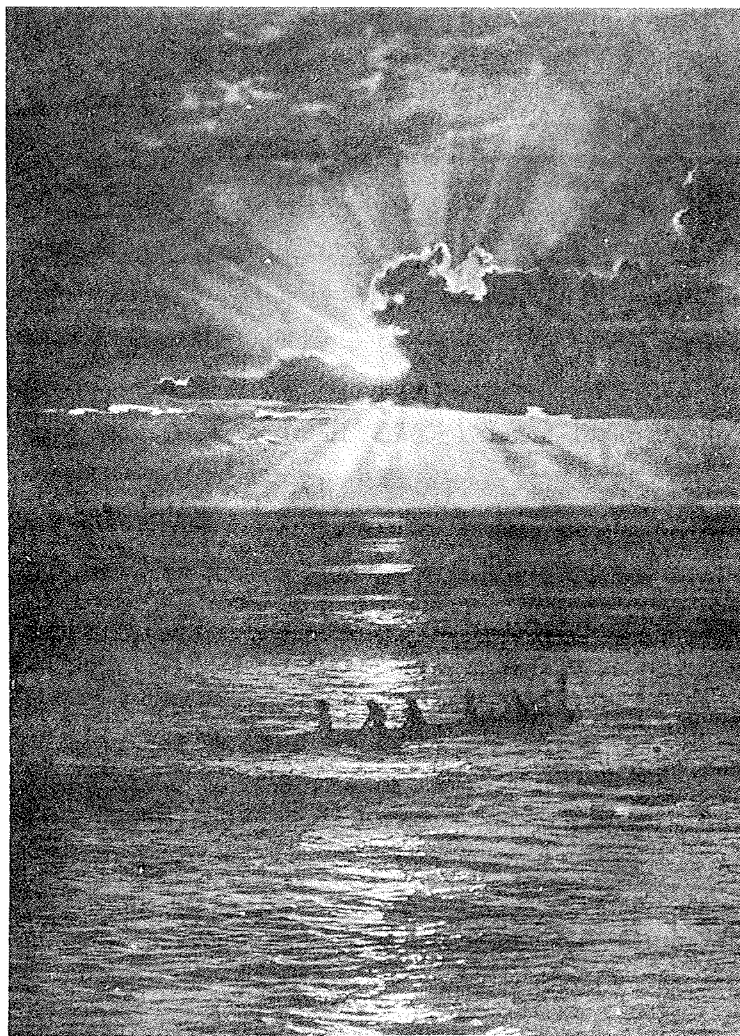
U prvom redu to je žuta, narandžasta i crvena boja nebeskog svoda o kojima je već govoreno. Do ove pojave, kada postoje ranije objašnjeni uslovi, dolazi i neposredno pre i posle gradjanskog sumraka. Ona se može javiti kako na strani gde se nalazi Sunce, tako i na suprotnoj strani nebeskog svoda. Intenzitet ovih boja naročito je veliki kada je Sunce blizu horizonta, a smanjen je u periodu gradjanskog sumraka ili svitanja. Za vreme astronomskog sumraka ove boje nebeskog svoda iščezavaju, odnosno ne javljaju se. On tada ima tamnu boju, a u periodu koji se graniči sa gradjanskim sumrakom beličastu ili beličasto-sivu boju.

U periodu sumraka i svitanja slične boje dobijaju i oblaci. Kada se Sunce nalazi u blizini horizonta, ili neznatno ispod njega, niski oblaci su ponekad obojeni crveno, srednji narandžasto ili žuto, a visoki belo. U periodu gradjanskog sumraka i svitanja boje su izmenjene. Niski oblaci, budući da se nalaze u sloju atmosfere koji se tada nalazi u senci Zemlje, imaju sivu, a srednji crvenu, narandžastu ili žutu boju. Visoki oblaci i u ovom periodu zadržavaju belu boju. U periodu astronomskog sumraka oblaci svih porodica su obojeni sivom ili crnosivom bojom.

Ove svetlosne pojave na nebeskom svodu, u periodu sumraka i svitanja, naročito su izrazite u oblastima gde se jave šumski ili drugi veliki požari i u vulkanski aktivnim područjima. U tim oblastima najčešće se javlja jarko crvena boja nebeskog svoda. Uzrok ovome je intenzivna difuzna refleksija svetlosnih zrakova većih talasnih dužina na krupnijim i brojnim čvrstim

česticama, koje se tada nalaze u sloju atmosfere znatne debljine.

Ponekad, za vreme sumraka i svitanja, nastaje veoma lepa i obično kratkotrajna svetlosna pojava slična reflektorskim zracima. Ovaj snop zrakova širi se na nebeskom svodu u obliku lepeze od dela horizonta ispod koga se nalazi Sunce u periodima gradjanskog sumraka ili svitanja. Ovi zraci sumraka ili zore, kako ih nazivaju, imaju crvenu ili zeleno-plavu boju. Javljaju se kada se na putu Sunčevih zrakova ispod horizonta nalaze oblaci koji bacaju svoju senku. Slična pojava može se zapaziti i kada je Sunce iznad horizonta ali je zaklonjeno oblacima ili planinama. Tada ovu pojavu nazivaju "Budini zraci" (slika 139).



Slika 139.- "Budini zraci" (iz knjige "Weather Around the World" od J.R. Tannehill-a)

Kada se u vazduhu nalazi veoma mala količina pridodataka i vodene pare, tj. kada je atmosfera veoma prozračna, difuzno (nebesko) zračenje može sadržavati skoro isključivo zelene, a redje i plave zrake. U takvim atmosferskim uslovima, neposredno pred konačan zalazak i u samom početku izlaska Sunca, nastaje kratkotrajni blesak smaragdno zelene boje. Ova svetlosna pojava, poznata pod imenom "zeleni zrak", u predelima oko ekvatora traje svega 0,5 sekundi, zbog brzog izlaska i zalaska Sunca. Sa povećanjem geografske širine, usled smanjenja nagiba Sunčevog dnevnog luka, tj. njegovog sporijeg zalaska i izlaska, dužina trajanja zelenog zraka se povećava i dostiže do 3 sekunde.

Zavisno od promene oblika, tj. nagiba Sunčevog dnevnog luka, trajanje zelenog zraka se menja i u toku godine. Ova pojava najbrže iščezava u periodu oko i na dan proletnje i jesenje ravnodnevnice, a najduže traje i prema tome je najuočljivija oko i na dan letnjeg i zimskog solsticijuma. Naročito se lepo može zapaziti u oblastima gde je horizont ravan, kao npr. na morima i u velikim nizijama.

Veoma retko, kada je vazduh izuzetno prozračan, javlja se blesak plave boje, koji se naziva plavi zrak.

Uzroci javljanja svih pratećih svetlosnih pojava u periodu sumraka i svitanja nisu u potpunosti još proučeni. U nekim slučajevima to su veoma složeni optički procesi koje je teško razložiti. Razlog ovome je taj što se oni veoma brzo smenjuju ili kombinuju zavisno od promena stanja atmosfere i upadnog ugla Sunčevog zračenja. Detaljno opisivanje i potpuno upoznavanje sa svim uzrocima ovih pojava zahtevalo bi veoma mnogo prostora. Uzimajući u obzir da one imaju mali meteorološki značaj, njima se ovde neće posvetiti velika pažnja. Ukratko se može reći da sve ove svetlosne pojave, u periodu sumraka i svitanja, nastaju uglavnom u nižim (gušćim) slojevima atmosfere, zbog:

- nejednakog prelamanja, rasipanja i upijanja svetlosnih zrakova različite talasne dužine;

- savijanja svetlosnih zrakova.

Ovi uzroci mogu delovati pojedinačno ili kombinovano uslovljavajući, zavisno od toga, manje ili više složene svetlosne pojave.

9.1.3. Osvetljenost Zemljine površine u toku noći

U toku vedrih noći, kada su one i bez mesečine, na Zemljinoj površini ne vlada

potpun mrak. Mnogi su skloni da ovu pojavu isključivo tumače svetlosnim zracima koji dolaze sa udaljenih zvezda. Medjutim, osvetljenost Zemljine površine u toku takvih noći samo je za 20-30% uslovljena ovim izvorima svetlosti. Ostali, veći deo noćne osvetljenosti je uslovljen:

- Sunčevim svetlosnim zracima koji su reflektovani u visokim, veoma razredjenim slojevima atmosfere;
- polarnom svetlošću;
- zodijačkom svetlošću;
- luminiscencijom medjuzvezdane materije;
- samostalnim svetljenjem noćnog neba.

Dva prva izvora svetlosti su posebno već razmatrana u ovom udžbeniku pa nema potrebe da i ovde budu objašnjavana.

Zodijačka svetlost je svetla kupa slabog sjaja, koja se može ponekad videti u proleće na zapadnom delu nebeskog svoda posle Sunčevog zalaska, a u jesen na istočnom delu nebeskog svoda pre Sunčevog izlaska. Smatra se da je prouzrokovana reflektovanjem Sunčevog zračenja od meteorske (kosmičke) prašine koja se nalazi u vasioni u oblasti Zemljine putanje.

Pojava luminiscencije medjuzvezdane materije još nije dovoljno objašnjena, tako da je njena uloga kao noćnog izvora svetlosti još u domenu hipoteze.

Takodje nije još u potpunosti objašnjen uzrok samostalnog svetljenja noćnog neba, tj. atoma i molekula vazduha u višim slojevima atmosfere. Ovome nesumnjivo doprinosi i velika sličnost spektra svetlosti koju daje ova pojava i spektra polarne svetlosti. To je navelo izvestan broj naučnika da tvrdi da se radi o jednoj istoj pojavi ali različitog intenziteta, i to o polarnoj svetlosti. Oni tumače manji intenzitet svetljenja noćnog neba nedovoljnom količinom i brzinom korpuskula, poreklom sa Sunca. Usled toga, po njihovom mišljenju, nije moguće da nastane jače svetljenje većeg broja molekula i atoma vazduha, pa prema tome i pojava polarne svetlosti ne može biti potpuna.

Ipak, prema mišljenju većine naučnika koji su se direktno bavili proučavanjem ovih pojava, i pored sličnosti njihovog spektra one, u pogledu uzroka postanka, imaju veoma malo zajedničkog. U tim naučnim krugovima preovladava hipoteza da je uzrok svetljenja noćnog ne-

ba oslobadjanje svetlosne energije u toku procesa rekombinacije u toku dana disociranih molekula kiseonika i azota u heterosferi.

Pretpostavlja se da se ovi procesi zbivaju na visini od oko 270 km. Svetlost koju daje nebeski svod u toku noći bez mesečine je inače veoma slaba. Njen intenzitet je približno ravan onom koju ima svetlost sijalice od 25 sveća, čije rastojanje od mesta posmatranja iznosi oko 300 metara. Osim toga svetlenje noćnog neba ima veoma promenljiv intenzitet. Pored ostalog zapaženo je da intenzitet zavisi i od procesa na Suncu. Najveći je u periodu uznemirenog Sunca. Tada se, kada je intenzitet atomskih procesa na Suncu najveći, mogu ponekad javiti nenormalno svetle noći bez mesečine. Ovu pojavu izuzetnog svetljenja noćnog neba ne treba mešati sa svetlim noćima pred izlazak, odnosno posle zalaska Meseca. Kao što je poznato, u tim periodima Zemljina površina je obasjana svetlosnim zracima sa meseca koji su difuzno reflektovani u višim slojevima atmosfere. Tada, a takodje i u periodu kada se Mesec nalazi iznad horizonta, svetlost sa ovog prirodnog Zemljinog satelita po intenzitetu znatno prevazilazi svetljenje noćnog neba.

9.1.4. Bišopov prsten

Posle vulkanskih erupcija, kada u atmosferu do znatnih visina dospe veća količina sićušnih čestica vulkanskog pepela, dolazi do niza svetlosnih pojava. Osim jarko crvene boje nebeskog svoda u periodu sumraka i svitanja o kojoj je bilo reči, najupadljivija i najinteresantnija je pojava ogromnog prstena oko Sunčevog diska, ružičaste boje ili boje cigle. Prostor izmedju ovog prstena, čiji je spoljni poluprečnik oko 22°, i Sunčevog diska obojen je plavičasto. Ova pojava, nazvana prema svom prvom istraživaču Bišopov prsten, nastaje usled difrakcije Sunčevih svetlosnih zrakova pri prolazu kroz tanke oblake vulkanskog pepela.

Veliki broj pojava Bišopovog prstena osmotren je u prvoj polovini 1883. godine, neposredno posle erupcije vulkana Krakatau. Zapažene su i posle poznatih velikih erupcija vulkana Katmaj i Mon Pele.

9.2. SVETLOSNE POJAVE KOJE NASTAJU PRELAMANJEM SVETLOSNIH ZRAKOVA PRI PROLASKU KROZ VAZDUH RAZLIČITE GUSTINE

Kao što je poznato, svetlosni zraci pri prelasku iz optički prozračne sredine jedne gustine u optički prozračnu sredinu druge gustine, skreću sa svog prvobitnog pravca prostiranja, prelamajući se. To se dešava i u atmosferi, pošto je ona optički prozračna sredina različite gustine. U rezultatu prelamanja svetlosnih zrakova pri prolazu kroz tu optički nehomogenu sredinu javlja se niz svetlosnih pojava. Sve te pojave mogu se podeliti na one koje nastaju u uslo-

vima normalne i anormalne promene gustine vazduha sa visinom.

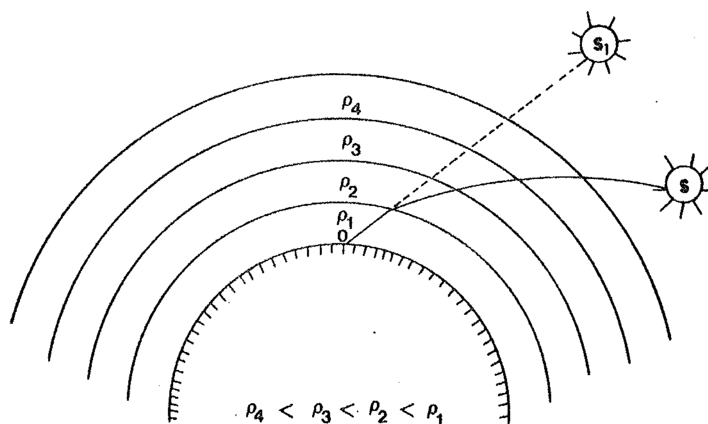
9.2.1. Svetlosne pojave u uslovima normalne promene gustine vazduha sa visinom

Kao rezultat stalnog prelamanja svetlosnih zrakova, kome su oni izloženi u toku prostiranja od najviših i najredjih do najnižih i najgušćih slojeva atmosfere, njihove putanje dobijaju više ili manje iskrivljen oblik. Takvo skretanje svetlosnih zrakova poreklom iz kosmičkih izvora od normalnog pravolinijskog pravca prostiranja, a koje se naziva astronomska refrakcija, uzrok je nizu svetlosnih pojava u atmosferi.

U prvom redu, usled astronomske refrakcije sva nebeska tela, ukoliko se ne nalaze u zenitu, prividno imaju viši položaj od stvarnog. Tako, na primer, kada se Sunce u jutarnjim i večernjim časovima stvarno još, odnosno već, nalazi nešto ispod horizonta, za posmatrača se ono prividno nalazi iznad njega.

U umerenom pojasu ovo produženje obdanice traje 8 do 13 minuta. U polarnim predelima, do kojih Sunčevi zraci prevaljuju duži put kroz atmosferu, zbog većeg efekta astronomske refrakcije Sunce se zadržava prividno iznad horizonta čak nekoliko dana.

Ova pojava je pregledno prikazana na slici 140. Na njoj je stvarni položaj Sunca obeležen sa S, a prividni položaj sa S_1. Posmatrač u tački 0 vidi Sunce u pravcu $0S_1$ koji je tangencijalan na zadnji deo astronomskom refrakcijom iskrivljene putanje svetlosnih zrakova OS, zbog promene, tj. povećanja gustine vazduha (ρ) prema Zemljinoj površini.



Slika 140.- Putanja Sunčevih svetlosnih zrakova zbog astronomske refrakcije

Astronomska refrakcija je veća, što su svetla nebeska tela bliže horizontu. Us-

led toga Sunčev i Mesečev disk u blizini horizonta imaju spljošten oblik, jer im je vertikalni prečnik za oko 7' manji od horizontalnog. Ta prividna deformacija ovih nebeskih tela nastaje usled veće astronomske refrakcije svetlosnih zrakova koji su bliži horizontu, pri čemu se njihova donja ivica prividno uzdiže više (35'), a gornja manje (28').

U značajnije svetlosne pojave koje su uslovljene astronomskom refrakcijom spada u treperenje, odnosno svetlucanje zvezda (scintilacija). To je ustvari pojava neprekidne promene sjaja, a ponekad i boje zvezda koje se nalaze do 50^{o} iznad horizonta.

Scintilacija se javlja kada u atmosferi razloženi svetlosni zraci prolaze kroz slojeve u kojima je promena gustine vazduha sa visinom veoma velika. To je naročito slučaj u zoni mešanja toplih i hladnih vazdušnih masa. U takvim atmosferskim uslovima, zbog povećanog i istovremeno, u zavisnosti od talasne dužine, različitog prelamanja, do oka posmatrača dolaze u veoma kratkim intervalima svetlosni zraci čas jedne čas druge boje u konvergentnom ili divergentnom (rasipajućem) snopu. To stvara utisak promene rasporeda boje i sjaja zvezda, tj. svetlucanja.

Svetlucanje zvezda je najizrazitije i prema tome najvidnije u uslovima nestabilne atmosfere kada se vazduh turbulentno meša.

Na isti način objašnjava se i treperenje udaljenih predmeta koje se javlja u danima kada je prizemni vazduh jako zagrejan.

Usled prelamanja svetlosnih zrakova u atmosferi, u kojoj vlada normalna promena gustine vazduha sa visinom, dolazi i do prividnog uzdizanja objekata koji se nalaze na Zemljinoj površini, zbog čega je moguće videti objekte koji su znatno udaljeni od geometrijskog horizonta. S obzirom da do ovog dolazi usled prelamanja svetlosnih zrakova koji dolaze od objekata na Zemlji, ova pojava se naziva zemaljska refrakcija.

Iz svega napred izloženog jasno je da i astronomska i zemaljska refrakcija uslovljavaju proširenje horizonta, tj. da su one uzrok pojavi da postanu vidljivi i oni kosmički ili zemaljski objekti koji se stvarno nalaze nešto za horizontom. Daljina optičkog horizonta naročito se povećava u uslovima inverzione promene temperature vazduha sa visinom. Do toga npr. dolazi kada topli vazduh prodre u oblasti pokrivene snegom (advektivna inverzija). O ovoj pojavi će se više govoriti u sledećem paragrafu.

9.2.2. Svetlosne pojave koje nastaju prelamanjem svetlosnih zrakova u uslovima anormalne promene gustine vazduha sa visinom

U prizemnom sloju atmosfere povremeno dolazi do anormalne promene gustine vazduha sa visinom. Posledica toga je neuobičajena refrakcija svetlosnih zrakova, zbog koje se javlja niz veoma interesantnih svetlosnih pojava.

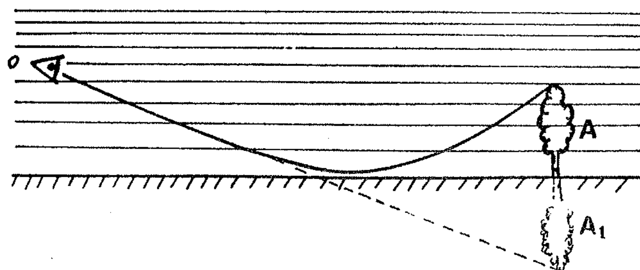
To su donja, gornja i bočna (leva i desna) optička varka, tj. miraž ili fatamorgana.

Poslednji naziv ova svetlosna pojava je dobila po starom verovanju naroda na Mediteranu da nju stvara vila Morgana koja živi u Mesinskom zalivu (Fata-Vila, Morgana-Marigena-u moru rodjena).

Donja optička varka nastaje u uslovima porasta gustine vazduha sa visinom. Do toga obično dolazi kada je prizemni sloj vazduha jako zagrejan i zbog toga veoma razredjen. Tada, zbog jakog prelamanja, svetlosni zraci znatno skreću od pravolinijske putanje, i to tim više što je sloj vazduha niži i razredjeniji i što je njihov upadni ugao manji.

U takvim uslovima u prizemnom sloju atmosfere, kao što je to prikazano na slici 141, može doći do totalne refleksije svetlosnih zrakova od sloja vazduha, slično kao od vodene površine. U tom slučaju posmatrač (0), koji se nalazi dovoljno daleko od nekog predmeta na Zemljinoj površini i u ravni sa njim, može pored stvarnog lika predmeta (A) videti i njegovu lažnu, obrnutu sliku (A_1), pa dobija utisak da se posmatrani predmet ogleda na površini vode.

Ovoj optičkoj varki doprinosi i plava boja ove lažne vodene površine, koja je posledica prelamanja plavih zrakova, tj. projektovanja obrnute slike nebeskog svoda. Još se upečatljiviji utisak da se radi o vodenoj površini dobija kada istovremeno duva slab vetar. Tada, usled kolebanja prizemnog sloja vazduha, dolazi i do kolebanja obrnute slike predmeta, slično kao na slabo zatalasanoj površini vode.



Slika 141.- Skretanje svetlosnih zrakova kod pojave donje optičke varke (donji miraž)

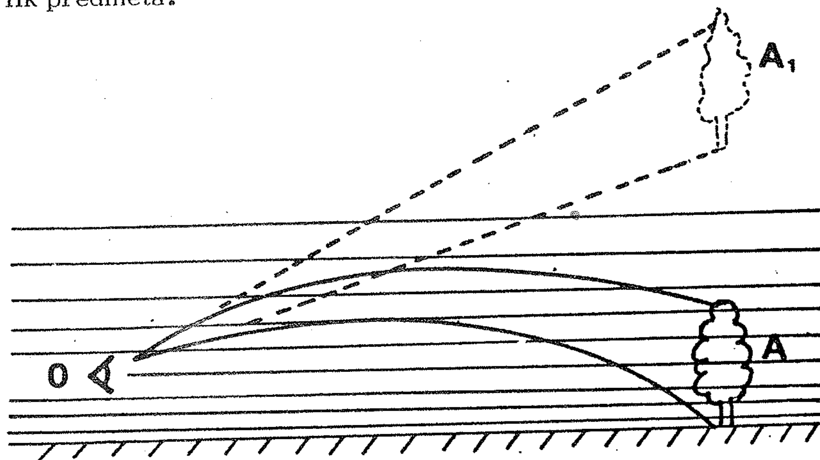
Ova svetlosna pojava je najčešća u suptropskim pustinjama, zbog čega je ponekad nazivaju pustinjski miraž. U pustinjama se, kao što je poznato, u toku letnjih dana, prizemni vazduh izvanredno jako zagreva od peščane ili kamenite podloge. U takvim uslovima pojave nadadijabatskog gradijenta temperature vazduha, njegova gustina naglo raste sa visinom i pojave donje optičke varke su veoma vidljive.

Dok priroda donje optičke varke nije bila dovoljno poznata i naučno ispitana, njome obmanuti putnici u pustinjama su u prošlosti gubili život ili, u najboljem slučaju, bili su izloženi mukotrpnom i dugotrajnom lutanju. Oni su, u ubedjenju da se u blizini nalazi voda, skretali sa pravog puta i udaljavajući se gubili orijentaciju u peščanom i kamenitom bespuću.

Donja optička varka javlja se u toku veoma toplih letnjih dana i u našoj zemlji. To je najizraženije u ravničarskim krajevima i na glatkoj, jako zagrejanoj površini asfaltnih puteva.

U ovom drugom slučaju, vozači ili pešaci imaju utisak da se ispred njih nalazi vlažan ili vodom pokriven put, pa ovu pojavu nazivaju drumski miraž.

Kada gustina vazduha sa visinom neuobičajeno brzo opada, kao što je to u inverzionom sloju, dolazi takodje do anormalnog prelamanja svetlosnih zrakova. Tada se, kao što je prikazano na slici 142, iznad posmatranog predmeta na Zemljinoj površini (A) vidi njegov lažni lik (A_1). Ustvari, do posmatračevog oka (0), osim svetlosnih zrakova koji direktno stižu od posmatranog predmeta, dolaze i prelomljeni zraci. Ovi poslednji u tangencijalnom produžetku daju gornji lažni lik predmeta.



Slika 142.- Skretanje svetlosnih zrakova kod pojave gornje optičke varke (gornji miraž)

Ukoliko je u takvoj stratifikaciji prizemnog sloja složena promena gustine vazduha sa visinom, može se videti i po nekoliko lažnih likova. Najčešće se tada iznad posmatranog predmeta javlja njegov obrnut lik, a iznad njega još jedan lažni lik u normalnom položaju.

Ova svetlosna pojava, koja se naziva gornja optička varka, najčešća je u polarnim predelima, gde su inverzije najčešće i najvećeg intenziteta. Ona se takodje može javiti i u umerenim širinama, pa prema tome i u našoj zemlji, za vreme veoma hladnih i vedrih zimskih dana.

Brzo smanjenje gustine vazduha sa visinom može usloviti i prividno povećanje i

udaljavanje posmatranih predmeta.

U uslovima postojanja visokih vrednosti negativnog vertikalnog gradijenta temperature i velike prozračnosti prizemnog sloja vazduha, napred opisano prividno širenje horizonta usled zemaljske refrakcije je znatno veće. Tako, na primer, obala Francuske, koja pri normalnoj promeni gustine vazduha sa visinom nije vidljiva sa engleske obale, u ovakvim vremenskim uslovima se ponekad vidi veoma jasno. Zabeleženi su i slučajevi kada su se mogle videti planine koje su udaljene 100, pa čak i do 1000 km . Takodje se na moru mogu videti veoma udaljeni brodovi u normalnom ili obrnutom položaju. Ponekad su vidljivi i objekti čija se pojava teško može objasniti, iako je veoma jasna. Oni se često ne mogu ni identifikovati. To su složeniji slučajevi optičkih varki, koji se javljaju kada je stratifikacija nižih slojeva atmosfere, i to na velikoj površini, veoma složena.

Treba napomenuti da je povremeno moguća i pojava suženja, tj. depresije horizonta. U takvim slučajevima poznati obrisi reljefa i drugih objekata ili nestaju sa horizonta ili izgledaju kao da su utonuli u Zemljinu površinu.

Bočne optičke varke nastaju usled promene gustine vazduha u horizontalnom pravcu. To je naročito izraženo u zonama mešanja toplog i hladnog vazduha ili u oblastima gde se vazduh zagreva ili hladi posredstvom bliskih ali fizički različitih podloga.

Ako je vetar pojačan optičke varke se, zbog turbulentnog mešanja vazduha, ne mogu javiti ili neposredno po njegovoj pojavi iščezavaju.

9.3. FOTOMETEORI

Usled poremećaja u normalnom prostiranju svetlosnih zrakova u atmosferi, pri nailasku na kapljice ili ledene kristale, javlja se nekoliko veoma lepih svetlosnih pojava. Te svetlosne pojave, koje spadaju u grupu meteoroloških pojava poznatu pod zajedničkim imenom, fotometeori, mogu se prema uzrocima postanka podeliti na:

1. raznobojne ili jednobojne pojave, koje nastaju usled prelamanja ili odbijanja svetlosnih zrakova pri prolasku kroz oblake sastavljene od ledenih kristala. U ovu grupu spadaju sve halo-pojave;

2. raznobojne pojave koje nastaju usled savijanja svetlosnih zrakova pri prolasku kroz oblake sastavljene od kapljica ili ledenih kristala. To su venci oko Sunca

i Meseca, glorija i irizacija; i

3. raznobojne pojave, koje su uslovljene odbijanjem zrakova kroz atmosferske slojeve u kojima se nalaze kapi kiše ili magle. To su pojave duge.

Sve ove svetlosne pojave imaju poseban meteorološki značaj, jer ukazuju na postojanje odredjenih atmosferskih procesa. Zbog toga se njihovom osmatranju posvećuje posebna pažnja.

Ovde će biti prikazane osnovne karakteristike i uzroci postanka svih ovih pojava.

9.3.1. Halo-pojave

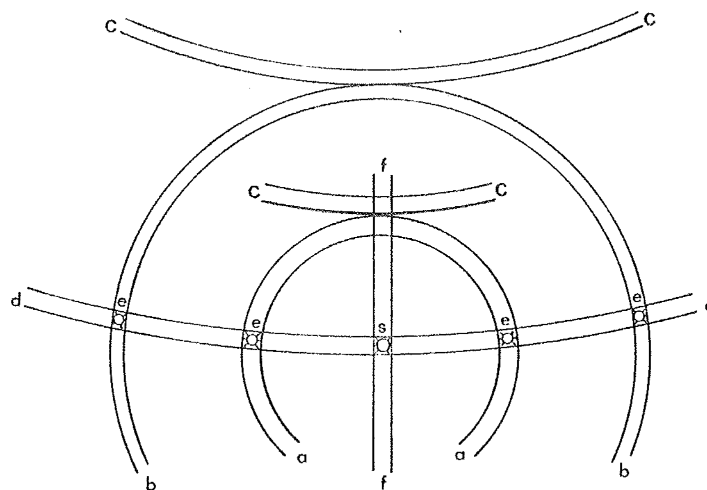
Kada su Sunce ili Mesec zaklonjeni slojem tankih visokih oblaka, najčešće Cirrusa, a redje Cirrostratusa, usled odbijanja i prelamanja svetlosnih zrakova pri nailasku na ledene kristale ili u prolasku kroz njih javlja se čitav niz tzv. halo-pojava (slika 143). One su najčešće kružnog oblika i prividno zauzimaju koncentričan položaj oko diskova ovih nebeskih tela, ali se mogu javiti i na manjoj i većoj udaljenosti od njih. Mogu, ali ne moraju, uvek biti raznobojne. Još je Aristotel poznavao ovu svetlosnu pojavu i nazvao je halo, prema grčkoj reči halos-area-vazduh.



Slika 143.- Izgled potpune halo-pojave (iz knjige "Meteorologija" od A. Pavišića i B. Makjanića)

Istraživanja su pokazala da su različiti oblici halo-pojava uslovljeni različitim oblicima, gustinom i strukturom ledenih kristala, njihovim položajem koji zauzimaju u toku lebdenja i taloženja, kao i uglom pod kojim svetlosni zraci dolaze do njih.

Halo-pojave (slika 144) se mogu javiti pojedinačno ili istovremeno, a razlikuju se njihovi sledeći oblici:



Slika 144.- Oblici halo-pojava (mali halo-a, veliki halo-b, tangencijalni lukovi-c, horizontalni ili lažni krug-d, lažna Sunca-e, svetli vertikalni stubovi-f)

Mali halo (slika 144a), jeste najčešća i najizrazitija svetlosna pojava iz grupe halo-pojava. To je kružna svetla i raznobojna traka (krug) poluprečnika oko 22° (lučni stepeni)*). Sa unutrašnje strane ova pojava je oštro oivičena slabom crvenom bojom. Sa spoljne strane obojena je zeleno ili plavo, retko ljubičasto. U toku dana ove boje se stapaju sa plavetnilom nebeskog svoda. Prostor izmedju ovog raznobojnog kruga i Sunca je tamniji od ostalog dela nebeskog svoda.

Ukoliko se mali halo javi noću oko Meseca, obično je svetlo bele boje. Uzrok tome je slab intenzitet Mesečeve svetlosti, tj. od njegove površine reflektovane Sunčeve svetlosti. Često je ovaj noćni halo izraženiji i lepši nego dnevni.

Treba napomenuti da se ne mora uvek videti ceo krug malog haloa, već samo jedan njegov deo, naročito kada je disk Sunca ili Meseca prekriven oblacima roda Cirrus.

---

*) Ugao pod kojim osmatrač vidi rastojanje od središta Sunca ili Meseca do kruga pojave. Prečnik Sunca i Meseca u lučnim stepenima iznosi 22°.

Veliki halo (slika 144b) se takodje javlja u obliku svetle raznobojne kružne trake (kruga) oko Sunca ili Meseca. Medjutim, poluprečnik mu je veći i iznosi oko 46°. Prema tome okružuje mali halo i obojen je na isti način kao on, ali je manje svetao i boje mu imaju manji intenzitet. Manje je česta pojava i, s obzirom na dimenzije, retko mu je vidljiv ceo krug. U najvećem broju slučajeva ovoj halo pojavi se vide samo pojedini delovi, a posebno kada nebo nije potpuno pokriveno visokim oblacima. To se takodje dešava i kada je ovaj prozračni oblačni veo zaklonjen nižim oblacima.

Osim malog i velikog haloa u nekim slučajevima se mogu javiti u tangencijalni (tangentni) lukovi. Oni su svojom ispupčenom stranom okrenuti prema Suncu ili Mesecu i dodiruju mali i veliki halo u njihovoj najnižoj i najvišoj tački (slika 144 c). Najčešći je gornji tangencijalni luk. On je obično veoma lepo obojen svim duginim bojama. Crvena boja se nalazi na njegovoj ispupčenoj strani. Donji tangencijalni luk je znatno redji. Kada se javi, boje su mu slabije izražene. Obično je u vidu bele svetle mrlje.

Svetao bezbojan tj. beli krug, koji se javlja na istoj uglovnoj visini na kojoj se nalazi disk Sunca ili Meseca i prelazi preko njega (slika 144 d) naziva se parhelijski, horizontalni ili lažni krug. Vidi se samo delimično i na njemu se često javljaju svetle mrlje, koje se nazivaju lažna sunca. Zbog toga se ova halo-pojava naziva još i krug lažnih sunca.

Lažna sunca se javljaju ponekad u preseku horizontalnog kruga i malog haloa ili u njegovoj blizini (slika 144 e) . To su obično raznobojne i bleštavo sjajne mrlje koje kod posmatrača stvaraju utisak da se radi o Sunčevom disku. Crvena boja na ovoj svetlosnoj pojavi je okrenuta prema pravom Sunčevom disku, a preko ostalih boja vidljivog dela spektra, koje su idući ka ljubičastoj sve slabijeg intenziteta, na drugoj strani se stapa sa nebeskim svodom. Ovaj suprotni kraj lažnih sunca je izdužen i sa udaljenjem od Sunca postepeno se sužava u obliku repa.

Pojava lažnih sunca u preseku horizontalnog kruga i velikog haloa je veoma retka. Ukoliko se i javi veoma je slabo izražena, tj. jedva je primetna.

Lažna sunca se mogu javiti i kada nema horizontalnog kruga, pa čak kada se ne javlja ni mali halo. U tom slučaju ona nisu obojena, već se javljaju u vidu sjajne bele mrlje na nebeskom svodu.

Treba napomenuti da se lažna sunca najčešće javljaju kada je nebo pokriveno visokim oblacima, koji su toliko tanki i prozračni da se teško mogu zapaziti.

Ponekad se na horizontalnom krugu, u tački potpuno suprotnoj položaju Sunca, može javiti svetla mrlja koja se naziva suprotno sunce ili antisunce.

Svetli (beli) vertikalni stubovi su svetle bezbojne, naprekidne ili isprekidane trake dužine 5^{o} do 40^{o}, koje se javljaju ponekad ispod ili iznad Sunca (slika 144.f). Širina ovih traka se smanjuje sa udaljenjem od Sunca, tako da se one završavaju u obliku repa. Mogu biti obojene, i to crvenom bojom, u večernjim i jutarnjim časovima, kada se Sunce nalazi nekoliko stepeni iznad ili ispod horizonta. U stvari, oni su i najčešći u ovim periodima dana, i to više iznad nego ispod Sunca. Vertikalni stub ispod Sunca javlja se kada se ono nalazi visoko iznad horizonta. To je inače veoma retka halo-pojava.

Svetla i bela eliptična mrlja, koja se može primetiti kada se posmatrač nalazi iznad oblačnog sloja sastavljenog od ledenih kristala, naziva se niže ili donje sunce. Ta halo-pojava se javlja ispod ravni posmatračevog horizonta, i to tačno u vertikali koja prolazi kroz Sunce. Otuda se i naziva niže sunce.

Objašnjenje pojave haloa prvi je dao fizičar Mariot (E. Mariotte), još u početku XVIII veka. Kasnijim istraživanjima potpuno su utvrdjeni uzroci njihove pojave.

Prema uzrocima postanka, sve opisane halo-pojave mogu se podeliti u dve grupe, i to na obojene i neobojene. Prve nastaju usled prelamanja svetlosnih zrakova pri prolasku kroz ledene kristale (razlaganje svetlosti), a druge su uslovljene njihovim odbijanjem od ivice ledenih kristala.

Detaljnije objašnjavanje uzroka postanka svih halo-pojava iziskivalo bi veoma mnogo prostora. Uzimajući u obzir da se radi o pojavama koje su uslovljene odbijanjem ili prelamanjem svetlosnih zrakova prema dobro poznatim zakonima fizike (optike), daće se samo njihov kraći prikaz.

Kristali leda, od kojih su sastavljeni visoki oblaci, imaju najrazličitije oblike. Kao što je već poznato ipak preovladjuju oblici heksagonalnih prizmi, tj. šestostranih stubića i pločica (podparagraf 7.4.1). U toku lebdenja, ili bolje reći sporog taloženja, ovi ledeni kristali mogu se nalaziti u najrazličitijim položajima, što skoro uvek zavisi od njihovog oblika. Naime, oni padaju sa najtežim delom okrenutim nadole. Za postanak halo-pojava najznačajnija je orijentacija glavne osovine kod preovladjujućeg broja kristala.

U zavisnosti od horizontalne, vertikalne ili kose orijentacije ove osovine, dolazi

do različitog prelamanja i odbijanja svetlosnih zrakova. Posledica toga su različiti oblici i boje halo-pojava.

Pojava malog i velikog haloa nastaje usled prelamanja Sunčevih i Mesečevih svetlosnih zrakova pri prolasku kroz ledene kristale, čiji ugao prelamanja iznosi 60°, odnosno 90°[x]. U prvom slučaju se javlja mali, a u drugom veliki halo.

Raznobojnost malog i velikog haloa posledica je različitog indeksa prelamanja svetlosnih zrakova različitih talasnih dužina, jer zraci vidljivog dela spektra imaju različite uglove skretanja (devijacije) pri prolasku kroz ledene kristale. Tako, posle prolaska kroz ledene kristale sa uglom prelamanja od 60°, crveni zraci izlaze pod uglom skretanja od 21° 34', a ljubičasti od 22° 22'. Kada ledeni kristali imaju ugao prelamanja od 90°, ovi uglovi skretanja su 45° 10' i 47° 16'. Time se objašnjava crvena boja unutrašnje i ljubičasta ili plava boja spoljne ivice haloa.

Veća izraženost (intenzitet) boja u odnosu na druge halo-pojave, i to naročito kod malog haloa, objašnjava se prelamanjem svetlosnih zrakova pri prolasku kroz ledene kristale sa različitom orijentacijom glavne osovine. Izrazito preovladjujući broj isto orijentisanih ledenih kristala daje halo-pojavama svetlu belu boju. U takvom slučaju svetlosni zraci različitih boja dolaze do posmatračevog oka u veoma malim razmacima, tj. skoro istovremeno.

Intenzitet boja, kao i sjaj haloa, zavisi u velikoj meri i od veličine ledenih kristala. Ukoliko su svi ostali uslovi isti, oni su veći što su ledeni kristali krupniji.

Tangecijalni lukovi nastaju usled prelamanja svetlosti pri prolasku kroz ledene kristale, čija se glavna osovina nalazi u horizontalnom položaju. Ugao prelamanja ovih ledenih prizmica je takodje 60° i 90°. Prvi uslovljavaju tangecijalni luk na malom, a drugi na velikom halou.

Horizontalni krug nastaje kao rezultat odbijanja svetlosti od bočnih površina vertikalno orijentisanih ledenih kristala. Prelamanjem svetlosnih zrakova kroz ovako orijentisane ledene kristale, sa uglom prelamanja od 60°, javljaju se lažna sunca ili meseci na malom, a sa uglom prelamanja od 90° na velikom halou.

Pojava svetlih vertikalnih stubova nastaje odbijanjem svetlosnih zrakova od donje ili gornje osnovice ledenih prizmica. U prvom slučaju, koji se javlja pri niskim položajima Sunca, vertikalni stub je iznad njega. U drugom slučaju, tj. pri visokim položajima Sunca, vertikalni stub se javlja ispod diska ovog nebeskog tela.

---

[x] Ugao prelamanja kristalne prizme je ugao koji zaklapaju površine prelamanja

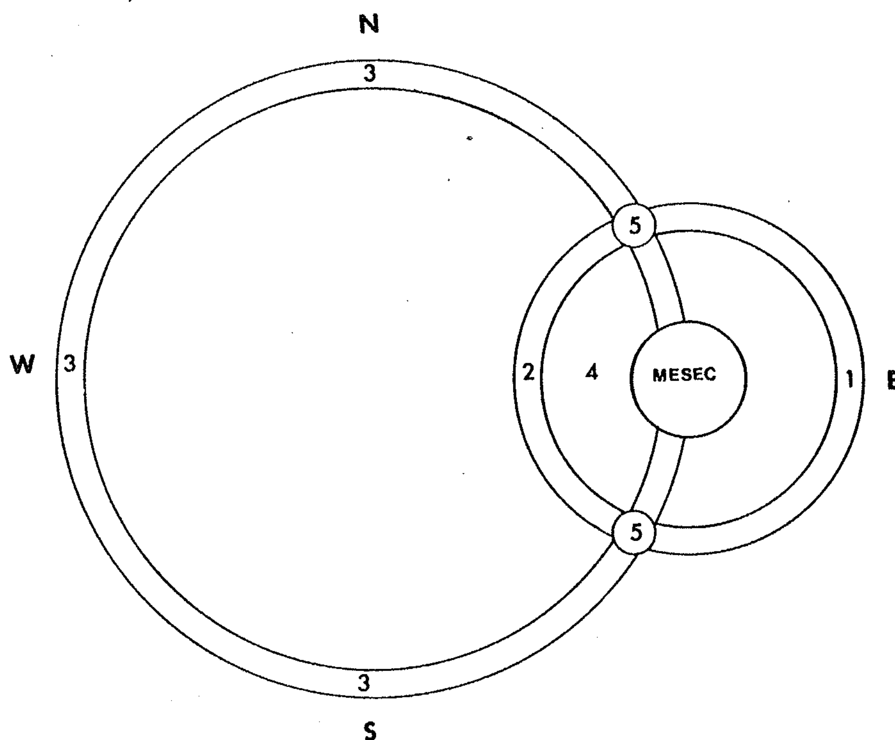
Kada bi ledeni kristali mirovali, tj. neprekidno zadržavali isti položaj, vertikalni stubovi se ne bi mogli javiti, već samo jedno lažno sunce koje bi se nalazilo iznad ili ispod Sunca. S obzirom da se oni u toku lebdenja i taloženja okreću oko glavne osovine, svaki položaj preovladjujućeg broja ledenih kristala daje jedno lažno sunce. Pošto se ovo obrtanje vrši brzo, posmatrač ne može zapaziti seriju pojedinačnih lažnih sunca, već njihov zajednički odraz u obliku svetlih stubova.

Zavisno od orijentacije ledenih kristala, koja se menja u toku njihovog taloženja ili usled delovanja horizontalnih i vertikalnih vazdušnih strujanja, zatim od njihovog različitog oblika, gustine u jedinici zapremine, dimenzija i unutrašnje strukture, a takodje zavisno od položaja Sunca ili Meseca, javljaju se povremeno i neki neuobičajeni oblici haloa. Oni mogu imati iznenadjujuće oblike i kombinacije boja. Tako se npr. može javiti, istina veoma retko, eliptični halo, tj. halo sa većom horizontalnom osom. To je najčešće deformisan mali halo. Kada dodje do preseka vertikalnih svetlih stubova sa horizontalnim krugom, nastaju tzv. svetli bezbojni krstovi. Takodje se ponekad mogu javiti svetli beli lukovi koji prolaze kroz anti-sunce i koji se medjusobno seku.

Teško je predvideti i opisati sve oblike haloa, koji ponekad mogu biti veoma složeni. Jedan takav veoma interesantan složeni oblik haloa, koji je shematski prikazan na slici 145, osmotren je 4. marta 1958. godine izmedju 20,45 i 22,15 časova sa meteorološke stanice na Starom aerodromu u Beogradu. U tom periodu nebeski svod je bio potpuno prekriven visokim oblacima roda Cirrus i Cirrostratus. Zbog toga su sve halo-pojave bile cele i dobro izražene, ali zbog jednog ili više napred navedenih uzroka one su imale neuobičajeni oblik. Manji koncentričan krug oko Meseca bio je svetle bele boje u delu izvan velikog kruga (1), dok je deo u njemu bio normalno obojen duginim bojama (2). Veliki krug, svetle bele boje, za razliku od normalnog velikog haloa bio je pomeren prema zapadnom delu nebeskog svoda i sekao se sa malim krugom, prelazeći preko Mesečevog diska (3). U segmentu izmedju malog i velikog kruga takodje se javio spektar boja kao kod duge (4). U preseku malog i velikog haloa (5) bile su bele mrlje loptastog oblika (lažni meseci). One su u odnosu na ostali deo halo-pojave bile znatno svetlije.

Oko 21,30 časova izgled ove složene halo-pojave se izmenio i ostao je još neko vreme samo mali halo.

Na kraju treba reći da oblik i boja svetlosnih pojava uopšte, pa prema tome i halo-pojave, zavisi i od položaja osmatrača u odnosu na položaj Sunca ili Meseca. Kaže se zbog toga da svaki posmatrač vidi svoj halo, svoju dugu, itd.



Slika 145.- Složena pojava haloa na nebu iznad Beograda 4. marta 1958. god. prema crtežu dežurnog meteorološkog osmatrača

9.3.2. Venac (krug) oko Sunca i Meseca

Posmatrajući Sunce i Mesec, pa čak i svetlije zvezde i planete, kroz tanji poluprozračni oblačni sloj, često se oko njih može videti svetli prsten duginih boja. Unutrašnji krug ovog prstena obojen je plavo ili plavičasto belo, pa preko svih boja vidljivog dela spektra završava se crveno obojenom spoljnom ivicom. Ova svetlosna pojava naziva se venac ili krug.

Pri odredjenim uslovima oko prvog, tj. glavnog raznobojnog prstena, koji se naziva oreol, može se javiti još nekoliko, ali retko više od tri prstena. Ti dopunski prstenovi obojeni su na isti način kao oreol, ali su im boje slabije izražene i to tim više što su udaljeniji od diska nebeskog tela oko kojeg su se javili.

Prečnik venca je veoma promenljiv. Kreće se od 1° do 10°, a prečnik samog oreola najviše do 5°.

Osmatranja i ispitivanja su pokazala da se venci podjednako javljaju pri prolasku svetlosnih zrakova kroz oblake sastavljene od ledenih kristala i od kapljica. Oni se takodje javljaju

podjednako često i oko Sunca i oko Meseca. Medjutim, češće se zapažaju oko diska ovog drugog nebeskog tela. To je uslovljeno zaslepljujućom jačinom Sunčeve svetlosti, koja ometa posmatranje golim okom. Kada se javi oko Sunca, venac se u većini slučajeva može osmotriti samo kroz tamno staklo, ili po odbijanju svetlosnih zrakova sa površine mirne vode.

Venac oko Sunca i Meseca je uslovljen difrakcijom svetlosti pri prolasku kroz oblake sastavljene od ledenih kristala ili kapljica, što se može i eksperimentalno dokazati.

Ukoliko svetlost pada na ekran, na kome se nalazi veliki broj bez reda postavljenih sićušnih kružnih otvora ili uskih pukotina[x)], ona će pri prolasku kroz ovu difrakcionu (optičku) rešetku biti izložena difrakciji. U posmatračevim očima, koje se nalaze iza ekrana, usled skretanja svetlosnih zrakova sa pravolinijske putanje, stvoriće se slika obojenih prstenova, tj. venaca. Do iste pojave će doći ukoliko svetlost prolazi kroz prozračnu ploču, na kojoj je bez reda postavljeno bezbroj sićušnih neprozračnih kružića.

Ulogu difrakcione rešetke u prirodi igra oblak, ulogu otvora-kapljice vode, a ulogu uskih pukotina-ledeni kristali, tj. sićušne ledene iglice. Da bi došlo do difrakcije, veličina ovih "otvora" i "pukotina" treba da bude bliska talasnoj dužini svetlosnih zrakova. Ukoliko nije tako venac se neće javiti ili će biti veoma slabo izražen.

Fraunhofer je eksperimentalno izazivao pojavu venaca, stavljajući sićušne kružiće od staniola, zatim male staklene loptice i još neke čestice izmedju dve staklene ploče. Propuštajući svetlost kroz takve difrakcione rešetke, on je utvrdio sledeće:

- da jačina sjaja i izraženost boja venaca raste sa većim brojem otvora na difrakcionoj rešetki;

- da su veličina i izraženost venaca u obrnutoj srazmeri sa veličinom otvora na difrakcionoj rešetki;

- da je izraženost venaca tim manja što su dimenzije otvora na difrakcionoj rešetki različitije.

Ova veoma značajna zapažanja, primenjena na atmosferske uslove govore da dimenzije i izraženost venaca oko Sunca i Meseca zavise od veličine kapljica i ledenih kristala od kojih je sastavljena prirodna difrakciona rešetka - oblak.

---

x) Dimenzije ravne talasnoj dužini svetlosnih zrakova

Venci su tim manji, kao i slabijeg sjaja i izraženosti boja, što su krupnije čestice oblaka. Kada one imaju izuzetno velike dimenzije, javljaju se tako mali venci da praktični nisu ni vidljivi. Tada se može desiti da se noću vide oko svetlijih zvezda ili planeta, a da se ne jave oko Meseca. Nasuprot ovome, kada su ledeni kristali ili kapljice veoma mali, venci se ne vide oko zvezda zbog slabog intenziteta njihove svetlosti.

Kada su venci naročito lepo izraženi i imaju pravilan oblik, to je siguran znak da kapljice vode ili ledeni kristali u oblacima imaju iste dimenzije. Kada su neujednačene dimenzije ovih čestica u oblacima venac se uopšte ne javlja, ili je tako slabo izražen da se vidi kao svetla bezbojna mrlja oko Sunca ili Meseca.

Oblik i izraženost venaca zavisi takodje i od toga da li do difrakcije dolazi pri prolasku svetlosnih zrakova kroz oblake sastavljene od ledenih kristala ili kapljica. U prvom slučaju oni su lepši i izraženiji, a oreol im je obično praćen dopunskim prstenovima. U drugom slučaju javlja se najčešće samo oreol, pa ni on nije uvek dobro izražen i čak mu nedostaju neke boje. Prema tome, uslovi za pojavu venca oko Sunca i Meseca su povoljniji što su temperature niže, jer su tada čestice oblaka najmanje i najujednačenije, i obično su u čvrstom stanju. To znači da se ova svetlosna pojava javlja češće zimi i na visokim oblacima.

Venci se najčešće javljaju, i najizrazitiji su, na oblacima roda Cirrocumulus, a redje na Cirro tratusu. Takodje česta su pojava na Altocumulusima, a veoma retki na Altostratusima.

Niski oblaci, s obzirom da su sastavljeni pretežno od krupnijih i po dimenzijama neujednačenijih čestica, nisu pogodni za pojavu venaca. Izuzetak čine tanki oblaci roda Stratocumulus, na kojima se mogu javiti zimi pri veoma niskim temperaturama.

Na oblacima vertikalnog razvitka venac se ne javlja zbog njihove velike debljine, tj. male prozračnosti, kao i velikih i neujednačenih kapljica od kojih su ti oblaci sastavljeni.

Ukoliko venac ima nepravilan izdužen oblik, znak je da je oblak sastavljen od ledenih kristala i kapljica, koji nisu izmešani. Difrakcija svetlosnih zrakova kroz deo oblaka u kome se nalaze ledeni kristali uslovljava izduženje jednog dela ove svetlosne pojave.

Treba napomenuti da se istog dana može javiti venac i halo, ali nikad istovremeno. To je sasvim razumljivo s obzirom da se halo ne može javiti ako su oblaci sastavljeni od kapljica. Takodje, on se ne javlja onda kada su ledeni kristali u oblaku nekoliko puta veći od onih koji su uz-

rok pojave venca. Prema tome, halo i venac se mogu javiti samo jedan iza drugog, i to ukoliko se vrsta i dimenzije elementarnih čestica oblaka menjaju.

9.3.3. Glorija

Ponekad se nad slojem oblaka ili magle može videti senka posmatrača ili raznih objekata (zgrada, tornjeva, aviona, itd). Oko ove senke nalazi se jedan ili više - do četiri - koncentričnih prstenova duginih boja, i to sa ljubičastom bojom iznutra, a crvenom na spoljnoj ivici (slika 146).

Ova veoma interesantna svetlosna pojava, koja se naziva glorija, nastaje usled difrakcije odbijenih svetlosnih zrakova u površinskim slojevima oblaka i magli. Javlja se kada se posmatrač nalazi iznad sloja oblaka ili magle, i to izmedju njega i izvora svetlosti. Naime, on mora da ovaj sloj posmatra okomito, kako bi do njega dolazili odbijeni i savijeni svetlosni zraci. Prema tome glorija se najčešće javlja kada se posmatrač nalazi na uzvišenim mestima, kao što su to planinski vrhovi, ili kada na sloj oblaka ili magli gleda iz aviona.



Slika 146.- Shematski prikaz pojave glorije ili Brokenske utvare sa Ulloinim prstenovima (iz knjige "Crtice iz meteorologije"od O.Kučere)

Glorija je dosta retka pojava ali se ipak može osmotriti i sa mnogih naših istaknutih planinskih vrhova. Tako je npr. više puta osmotrena sa vrha planine Bjelašnica (2067 m). Naročito je bila interesantna i lepa njena pojava 4.XII 1954. godine. Tog dana na niže ležećem sloju oblaka mogla se videti veoma jasna senka zgrade meteorološke opservatorije, i to okružena veoma lepim prstenom duginih boja.

Treba napomenuti da se glorija najčešće javlja danju. Retko se javlja noću pri mesečini i nije tako bogato obojena već je obično bela.

Glorija se ponekad naziva i Ulloa prsten, prema istoimenom američkom naučniku, koji ju je 1748. godine, za vreme naučne ekspedicije na peruanske Ande, zapazio i opisao.

Ova pojava se ponekad naziva i Brokenska utvara,sablast ili vizija. Zbog njene česte pojave pri posmatranju sa vrha Broken (1 150 m), koji se nalazi na planinskom grebenu Harc (Hartz) u nemačkoj pokrajini Saksoniji.

Pojava slična gloriji može se izazvati na vrlo jednostavan način u noći sa gušćom maglom. Potrebno je da se tada na metar rastojanja od otvorenog prozora u mračnoj sobi postavi na stolu sveća ili neki drugi izvor svetlosti. Ako se posmatrač postavi ispred ovog izvora svetlosti licem okrenutim prema magli, posle nekoliko minuta posmatranja primetiće svoju senku okruženu obojenim prstenom.

9.3.4. Irizacija

Kada je nebeski svod, ili jedan njegov deo, pokriven visokim (Cs, Cc) ili tankim srednjim i niskim (Ac, Sc) oblacima kroz koje se vidi Sunce, na njima se mogu javiti obojeni delovi sedefastog (pastelnog) sjaja. To je češće na ivicama oblaka koji su sastavljeni od ledenih kristala, a redje na onim koje čine kapljice vode. Obično u ovoj pojavi preovladjuje crvena i zelena boja.

Ova svetlosna pojava, koja se naziva irizacija, posledica je difrakcije svetlosnih zrakova koji prolaze kroz oblake. U najvećem broju slučajeva ona predstavlja deo venca koji se javio u blizini Sunčevog diska. Kada je udaljena od njega, može biti i deo malog ili velikog haloa ili neke druge obojene svetlosne pojave, za čije potpuno javljanje ne postoje uslovi.

9.3.5. Duga

Duga je veoma lepa i upadljiva svetlosna pojava u vidu niza obojenih koncentričnih

lukova. Javlja se na suprotnoj strani od položaja Sunca, odosno Meseca, i to na podlozi (zastoru) koju čine kapi kiše ili magle.

Centar duge se nalazi u tački preseka nebeskog svoda u ravni horizonta sa pravom koja prolazi kroz centar izvora svetlosti i oka posmatrača, tj. u tački suprotnoj Suncu ili Mesecu. Zbog toga se najčešće ne vidi cela duga, već samo jedan deo njenog obojenog kruga, i to obično manje od polukruga. Ceo krug duge može ponekad da se vidi kada se posmatrač nalazi na većoj visini - planinskom vrhu ili u avionu. Na primer, ako je Sunce u blizini horizonta, da bi se videla cela duga potrebno je da se posmatrač nalazi na visini koja iznosi 9/10 od njegovog odstojanja od kapljica kiše ili magle.

Najčešće se javlja duga čiji poluprečnik iznosi 42^{o}, i naziva se glavna duga. Ponekad se može javiti i sporedna duga oko glavne, sa poluprečnikom od oko 52^{o}. U nekim slučajevima, neposredno uz unutrašnji deo glavne duge, mogu se javiti više ili manje primaknuti i tzv. sekundarni lukovi.

Glavna duga je bolje izražena i obojeni luk joj je uži. Crvena boja, koja se nalazi sa spoljne konveksne strane luka (poluprečnik oko 42^{o}), najizrazitija je. Ostale spektralne boje su slabije i završavaju se sa unutrašnje konkavne strane luka (poluprečnik oko 40^{o}) ljubičastom bojom.

Sporedna duga ima obrnut raspored boja i one su slabije izražene. Poluprečnik spoljne ljubičaste boje je oko 54^{o}, a unutrašnje crvene oko 50^{o}.

Treba napomenuti da nije obavezno da glavna, a naročito sporedna duga, imaju uvek sve spektralne boje. Ponekad neke boje nedostaju. Najveći broj duga ima samo tri dobro izražene boje, i to crvenu, žutu i zelenu, a maksimalno pet. Najslabije su izražene plava i ljubičasta, koje najčešće i nedostaju.

U toku noći, za vreme punog Meseca može se, iako veoma retko, javiti duga. Tada je njen luk svetle bele boje zbog slabog intenziteta svetlosti koja dolazi sa površine Meseca.

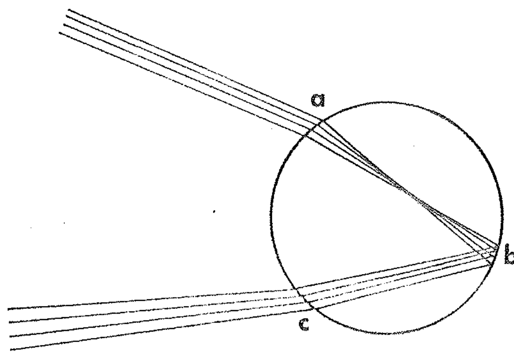
Prava bela duga javlja se za vreme magle, i to naročito u planinskim predelima i na morskoj obali. Na njoj se na spoljnoj i unutrašnjoj ivici jedva naziru slabe boje. Uzrok ovome su veoma male kapljice u kojima nastaje odbijanje i prelamanje svetlosnih zrakova ($r = 0,05$ mm).

Prvo naučno objašnjenje pojave duge dao je još 1637. godine Dekart, a potom do-

punio Njutn. Medjutim, njihova teorija postanka ove svetlosne pojave nije bila potpuna i zbog toga nije pružila njeno potpuno fizičko objašnjenje. Danas je pojava duge potpuno objašnjena i predstavlja zagonetku, kao i ostale svetlosne pojave, samo za neobrazovane i primitivne ljude.

Duga nastaje usled prelamanja i odbijanja Sunčevih i Mesečevih svetlosnih zrakova u kapljicama kiše i magle.

Kada svetlosni zraci naidju na kapljice oni se mogu jednim delom odbiti, ali veći deo ipak prolazi kroz njih. Pri prolasku kroz kapljice loptastog oblika zraci se prelamaju dva puta, pri ulasku i izlasku (Slika 147 a,c), i jedanput odbijaju (slika 147 b).

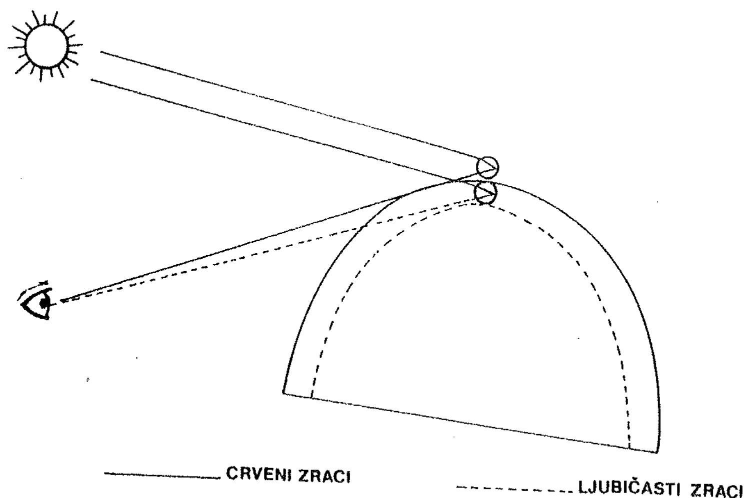


Slika 147.- Prelamanje i odbijanje svetlosnih zrakova u pljici vode kod obrazovanja duge

Kao što je poznato prelamanje svetlosnih zrakova različitih talasnih dužina u toku prelaska iz jedne u drugu prozračnu sredinu nejednake gustine nije podjednako i zbog toga se oni razlažu. To je slučaj i onda kada svetlosni zraci prolaze kroz kapljice vode. Pri ulazu i izlazu iz njih najviše odstupaju od ovog prvobitnog pravca pružanja ljubičasti, a najmanje crveni zraci. Zbog toga do oka posmatrača iz jedne kapljice dolaze samo svetlosni zraci jedne boje, dok ostali zraci, budući da su prelomljeni pod različitim uglovima, prolaze mimo njega - iznad i ispod.

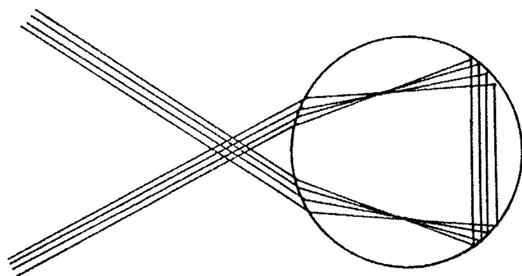
Koji će svetlosni zraci dospevati u oko posmatrača zavisi od položaja kapljica u odnosu na njega i Sunce. Ukoliko iz jedne kapi dospevaju crveni zraci, od kapljice čiji je položaj niži dospevaće narandžasti, od kapljice koja se nalazi još niže žuti zraci itd. Ljubičasti zraci dolaze do oka posmatrača posle prelamanja i odbijanja u najnižim kapljicama (slika 148).

Svetlosni zraci jedne boje odbijeni od brojnih kapljica, koje zauzimaju jednak položaj odnosno nivo u odnosu na Sunce i posmatrača, slivaju se u snop zrakova. Zbog toga posmatrač ispred sebe vidi niz obojenih traka u obliku luka. Svakako u ovom višebojnom luku crvena traka zauzima najviši položaj, a ljubičasta najniži. Izmedju njih se nalaze manje ili više izražene ostale trake u bojama vidljivog dela spektra-narandžasta,žuta, zelena, plava i modra.



Slika 148.- Način obrazovanja obojenog duginog luka

Sporedna ili bočna duga se javlja usled dvostrukog odbijanja svetlosnih zrakova u kapljicama (slika 149). Ponekad se mogu videti dve, tri, pa čak i četiri sporedne duge, ali su one veoma slabo izražene i to tim više što su udaljenije od glavne (slika 150). One se javljaju kada se svetlosni zraci u kapljici odbijaju dva, tri ili četiri puta.



Slika 149.- Prelamanje i odbijanje svetlosnih zrakova u kapljici vode kod obrazovanja sporedne (bočne duge)



Slika 150.- Snimak dvostruke duge

Teorija o postanku duge, koja je ovde ukratko prikazana i dosta uprošćena, nije sasvim dovoljna da objasni pojavu sekundarnih lukova. Oni nastaju usled interferencije svetlosnih zrakova. To sve navodi na zaključak da je pojava duge veoma složena, pa zato i ne može biti ovde u celosti opisana.

Na kraju treba napomenuti da se duga može na jednostavan način izazvati rasprskavanjem vodenih kapljica, npr. oko vodopada, fontana itd. pri sunčanom vremenu.

9.4. TEORETSKI I PRAKTIČAN ZNAČAJ OSMATRANJA SVETLOSNIH POJAVA

Iz prethodnog opisa i kraćih objašnjenja uzroka postanka svetlosnih pojava u atmosferi može se zaključiti, koliki je, sa gledišta meteorologije, njihov teoretski i praktičan značaj. Dobro poznavanje njihovih osnovnih karakteristika i atmosferskih uslova pri kojima se javljaju daje mogućnost da se posmatranjem njihove pojave dodje do niza zaključaka o stanju atmosfere i atmosferskim procesima. Tako, na primer, na osnovu njihove pojave moguće je donositi zaključke o promeni gustine vazduha sa visinom, zatim o njegovoj prozračnosti, o sastavu i strukturi oblaka i magli, itd. Njihovim posmatranjem može se pratiti i razvoj nekih atmosferskih procesa, što može biti od velike koristi u nekim slučajevima, kao npr. za lokalno predvidjanje razvoja vremena.

Ovde će biti izložene samo neke značajnije mogućnosti korišćenja svetlosnih pojava u navedene svrhe.

Na osnovu posmatranja svetlosnih pojava koje se javljaju za vreme sumraka i svitanja, tj. pomoću njihove fotometarske analize, ispituju se viši slojevi atmosfere, čak i do visine od 200-250 km. Na osnovu ovih ispitivanja upoznaje se fizičko stanje i sastav ovih visokih atmosferskih slojeva, koji u tim delovima dana difuzno reflektuju Sunčevo zračenje. Tako je u prošlosti, kada nije bilo direktnih merenja, ovom indirektnom metodom bilo utvrdjeno da se na visini od 40-50 km nalazi topliji atmosferski sloj, tj. gornja granica stratosferske inverzije. Ovom metodom je ispitivana i gustina, a delimično i hemijski sastav atmosfere do visine od 140 km. Tako je na osnovu spektralne analize difuzno reflektovanih svetlosnih zrakova od ovih atmosferskih slojeva, u periodu sumraka i svitanja, utvrdjeno prisustvo atomskog kiseonika i još nekih gasovitih sastojaka u njima. Ranije je ovaj metod korišćen i za odredjivanje gornje granice atmosfere, ali on iz sasvim razumljivih razloga nije mogao dati tačne rezultate. Njegovom primenom je utvrdjeno samo da do visine do koje se Sunčevi svetlosni zraci reflektuju ima vazduha.

Spektralna analiza sjaja noćnog neba takodje daje mogućnost ispitivanja hemijskog sastava atmosferskih slojeva iz kojih ono potiče. U ovom spektru javlja se niz tamnih apsorpcionih linija, ali su najizrazitije one u zelenom delu ($\lambda = 5577$ Å), zatim u crvenom (oko $\lambda = 6300$ Å) i u žutom delu ($\lambda = 5893$ Å) vidljivog zračenja. Utvrdjeno je da su prve dve apsorpcione linije uslovljene atomarnim kiseonikom. Apsorpciona linija u žutom delu spektra pripisuje se natrijumu (Na), za koga se pretpostavlja da se nalazi u neznatnoj količini na visini od 60-80 km i da je kosmičkog porekla. Osim ovih apsorpcionih linija u spektru svetljenja noćnog neba ima i veći broj

onih koje su uslovljene apsorpcijom koju vrši molekularni azot, a neke od njih i od azota u atomarnom stanju.

Svetlosne pojave koje nastaju usled refrakcije svetlosnih zrakova pri normalnoj i anormalnoj promeni gustine vazduha sa visinom nemaju većeg meteorološkog značaja. Prve zbog toga,jer su rezultat normalne promene gustine vazduha, a druge jer samo trenutno ukazuju na njenu anormalnu promenu i to uglavnom u plitkom prizemnom sloju.

Najčešće svetlosne pojave, halo-pojave, pružaju veoma dragocene podatke o sastavu i strukturi oblaka. One mnogo govore o kristalima leda, čija je uloga u daljim procesima kondenzacije i sublimacije i u obrazovanju padavina dobro poznata. Osim toga što je halo-pojava siguran znak da su u pitanju oblaci sastavljeni od ledenih kristala, prema njenom obliku mogu se donositi zaključci u kakvom se položaju ledeni kristali nalaze, i kakvi su im približno dimenzije i oblik.

Halo-pojave su najčešće u prednjem delu ciklona, ispred toplog fronta (Ci, Cs), i zato njihova pojava može predstavljati lokalni predznak pogoršanja vremena. To je najčešće onda kada je njihovo iščezavanje posledica povećanja debljine i spuštanja donje baze oblaka. U protivnom, ako je uzrok iščezavanja haloa nestajanje sloja visokih oblaka, to može biti znak da je prošla zadnja strana ciklona i da posle prodora hladnog vazduha predstoji poboljšanje vremena.

Kao što je napred napomenuto, venac oko Sunca ili Meseca javlja se na oblacima koji su sastavljeni od kapljica ili ledenih kristala čije su dimenzije manje od onih ledenih kristala koje daju halo-pojave. Prema tome ove dve svetlosne pojave, kao što je već naglašeno, ne mogu se nikako javiti jednovremeno, nego samo jedna iza druge.

Ukoliko se prvo pojavi venac pa onda halo, znači da je došlo do povećanja dimenzija čestica oblaka, tj. da se procesi kondenzacije i sublimacije nastavljaju i verovatno pojačavaju. To je nesumnjivo korisno za lokalnu prognozu, kao jedan od predznaka opštom prognozom najavljenog pogoršanja vremena.

Suprotna smena ovih svetlosnih pojava je znak da procesi kondenzacije slabe a čestice oblaka se smanjuju, tj. isparavaju. Oblaci postaju tanji i može se očekivati skoro poboljšanje vremena.

Sistematska posmatranja venaca oko Sunca i Meseca pružaju takodje veoma koristan indirektan metod za proučavanje fizike oblaka.

Osim procene o sastavu oblaka i dimenzijama njegovih elementarnih čestica, posmatranje venaca daje mogućnost praćenja procesa kondenzacije ili sublimacije. Praćenjem promena u njihovoj izraženosti, tj. boji i sjaju, mogu se donositi zaključci da li se ovi atmosferski procesi nastavljaju i kakvog su intenziteta, ili je započelo isparavanje čestica oblaka. U prvom slučaju, zbog povećanja i stvaranja razlika u dimenzijama kapljica ili ledenih kristala, venci će postajati sve manji i sve slabije izraženi. U drugom slučaju, slabi procesi kondenzacije i sublimacije ili njihov prestanak, koji imaju za posledicu obrazovanje malih čestica oblaka ili njihovo smanjivanje, manifestovaće se u povećanju veličine venaca, kao i njihovog sjaja i izraženosti boja. Prema tome, praćenje ovih promena može biti veoma korisno i u lokalnoj prognozi vremena.

Pojava venca oko Sunca ili Meseca predstavlja dosta siguran znak da u atmosferskom sloju u kome je nastala, vladaju negativne temperature vazduha. Na osnovu njihove pojave može se, dakle, zaključiti da su oblaci sastavljeni od ledenih kristala ili od prehladjenih kapljica.

Dugogodišnjim ispitivanjima došlo se do zaključka da je u oblacima, na kojima se javlja venac, zaledjivanje aviona veoma slabo i retko. Prema ruskom naučniku Obolenskom, verovatnoća zaledjivanja aviona u ovim oblacima iznosi 24%, a jačeg zaledjivanja svega 3%.

Pojava glorije na gornjoj površini oblaka, oko senke aviona, pruža ponekad veoma značajan podatak za vazduhoplovce da je debljina oblačnog sloja mala.

Duga je takodje indirektan pokazatelj dimenzija kišnih kapi. Pravilna duga sa jasno izraženim bojama je znak da su kapljice, u kojima se prelamaju i odbijaju svetlosni zraci, približno istih dimenzija. Ova pojava je tim lepša i izrazitija što su kapljice veće ($r = 1-2$ mm), što može značiti da je atmosfera bogata vodenom parom i da su procesi kondenzacije burni, pa treba očekivati dalje padavine. Nasuprot tome slabo izražena duga (koja se javlja kad su kapljice male) može biti predznak skorog prestanka kiše.

U narodu je rasprostranjeno verovanje da je svaka pojava duge predznak poboljšanja vremena. Takvo verovanje nije bez ikakvog osnova, ali nije ni potpuno tačno.

Pogoršanja vremena, praćena pljuskovitim padavinama pri kojima je duga česta pojava, dolaze u našim geografskim širinama uglavnom sa zapada, i to najčešće u popodnevnim časovima. Prema tome, iz istog pravca treba očekivati i poboljšanje vremena. U takvim vremenskim situacijama duga se vidi na zastoru kišnih kapi koji se, zajedno sa oblačnim sistemom, udaljava prema istoku. To znači da je na zapadnom delu nebeskog svoda, gde se u to doba dana nalazi Sunce, počelo razbijanje oblačnog sistema, odnosno razvedravanje. Medjutim, treba napome-

nuti da je duga ipak veoma nesiguran predznak za lokalni razvoj vremena i bolje je da se ne donose zaključci na osnovu njene pojave, jer se može javiti i pri kratkotrajnom razvedravanju na onoj strani neba gde se nalazi Sunce. U takvim uslovima, posle njene pojave, dolazi glavno pogoršanje vremena, praćeno ponekad dugotrajnom kišom.

Dalje nabrajanje svih mogućnosti korišćenja svetlosnih pojava u meteorologiji iziskivalo bi još veoma mnogo prostora, kojim se u udžbeniku ove vrste i namene ne raspolaže. Osim toga, o nekim od njih moglo se doći do zaključka i iz prethodnog opisa svetlosnih pojava i prikaza uzroka njihovog postanka.

Na kraju treba napomenuti da se za ispitivanje strukture i sastava oblaka u toku noći mogu koristiti veštački izvori svetlosti. Pomoću njih se mogu izazvati venci, glorije i bele duge. Na primer, za te svrhe može poslužiti običan automobilski far ili reflektor, čiji je snop svetlosti upravljen prema oblaku ili magli. Na osnovu ovako izazvanih svetlosnih pojava mogu se donositi korisni zaključci o kojima je već napred govoreno. Ovaj metod mogu veoma korisno primeniti piloti u toku noćnog letenja iznad nepoznatog sloja oblaka ili magli. Ukoliko npr. mlaz svetlosti, uperen na niže ležeći sloj oblaka, izazove gloriju, može se računati sa njegovom malom debljinom i slabim uslovima zaledjivanja.

Interesantno je napomenuti, da se svetlost jačih reflektora može koristiti i za ispitivanje atmosferskih slojeva do visine od nekoliko desetina kilometara. Analizom rasute svetlosti reflektora dobijaju se podaci o sastavu i drugim fizičko-hemijskim osobinama slojeva vazduha, od kojih se ova svetlost rasipa.

LITERATURA

Chandler T.J. : The Air around us. Aldus Books, London, 1967.

Chapman S. : The Aurrora in the Midlle and Low Latitudes. Nature, Vol.79, 1957.

Čadež M.: Uvod u dinamičku meteorologiju. Naučna knjiga, Beograd, 1959.

Čadež M.: Meteorologija, BIGZ, Beograd, 1973.

Dobrilović B.: Godišnji hod temperature tla u Beogradu. Beograd, 1957.

Donn L.W.: Meteorology. Third edition, Mc Graw-Hill Book Company, New York, 1965.

Дубинский Г.П.: Основы общей метеорологии - Физика атмосферы. Гидрометеоиздат, Ленинград, 1965.

Dunn E.G. and Bonner I.M.: Atlantic Hurricanes. Louisona State University Press.

Gamov G.: Matter, earth and sky. London, 1960.

Гуральник И.И.: Дубинский Г.П., Маминонова С.В.: Метеорология Гидрометеоиздат, Ленинград, 1972.

Хргиан А.Х.: Очерки развития метеорологии. Гидрометеоиздат, Ленинград, 1959.

Хргиан А.Х.: (под редакцией): Физика облаков. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1961.

Хргиан А.Х.: Физика атмосферы. Государственное издательство технико-теоретической литературы, Москва, 1969.

Хромов С.П. и Мамонтова Л.И.: Метеорологический словарь. Гидрометеоиздат, Ленинград, 1955.

Хромов С.П.: Метеорология и климатология. Гидрометеоиздат, Ленинград, 1968.

Jdso S.B.: Tornado - Like dust devils. Weather, April 1975.

Johnson S.J.: Physical Meteorology. The Technology Press of the Massachusetts Institute of Technology, 1954.

Качурин Л.Г.: Физические основы воздействия на атмосферные процесы. Гидрометеоиздат, Ленинград, 1973.

Колобков И.В.: Воздушный океан и его жизнь. Государственное издательство географической литературы, Москва, 1954.

Костин С.И. и Покровская Т.В.: Климатология. Гидрометеоиздат, Ленинград, 1953.

Landsberg H.: Physical Climatology (Second Edition), 1958.

Mason B.J.: The Physics of clouds. Clarendon Press, Oxford, 1957.

Матвеев А.Т.: Основы общей метеорологии - Физика атмосферы. Гидрометеоиздат, Ленинград, 1965.

Milosavljević M.: Vetar "Košava" u Podunavlju. Naučna knjiga, Beograd, 1950.

Milosavljević M.: Meteorologija (šesto izdanje). Naučna knjiga,Beograd,1972.

Насилов Д.Н.: Радиометеорология. Государственное издательство технико-теоретической литературы, Москва, 1956.

Никандров В.Я.: Искусственные воздействия на облака и туманы. Гидрометеоиздат, Ленинград, 1959.

Pavišić A. i Makjanić A.: Meteorologija. Hidrografski institut JRM,Split,1947.

Plazinić S. i Miljković N.: Prilog proučavanju raspodele broja atmosferskih električnih pražnjenja na teritoriji SFR Jugoslavije,RHMZ SR Srbije, Beograd, 1975.

Погосян Х.П.: Очерки об атмосфере. Гидрометеоиздат, Ленинград, 1959.

Schonland B.: The Flight of Thunderbolts. Clarendon Press, Oxford, 1964.

Скляров В.М.: Метеорология и метеорологические наблюдения. Гидрометеоиздат, Ленинград, 1960.

Sutton O.G.: The Challenge of the Atmosphere. New York, 1961.

Шишкин Н.С.: Облака, осадки и атмостерное электричество. Гидрометеоиздат, Ленинград, 1964.

Tannehill I.R.: Weather Around the World. Princeton University Press, Princeton, 1952.

Тверский П.Н. (под редакцией): Курс метеорологий. Гидрометеоиздат, Ленинград, 1962.

Vujević P.: Meteorologija. Beograd, 1948.

Vujičić-Gamser K.: Uputstvo za osmatranje polarne svetlosti za vreme MGG. SHMZ, Beograd, 1957.

Заморский А.Д.: Атмосферные явления.Гидрометеоиздат. Ленинград, 1959.

Заварина М.В.: Атмосфера. Гидрометеоиздат, Ленинград, 1956.

Climatological normals (CLINO) for Climat and Climat Ship Stations for the period 1931-1960. WMO/OMM - No. 117.T.P. 52, Geneva, 1971.

Compendium of meteorology. American Meteorological Society, Boston, 1951.

Medjunarodni atlas oblaka (skraćeni atlas). Svetska meteorološka organizacija 1956. Izdanje Saveznog hidrometeorološkog zavoda, Beograd, 1959.

Meteorology and Atomic Energy. Prepared by United States Deparment of Commerce, Weather Bureau, Wushington, 1955.

Rezultati osmatranja Meteorološke opservatorije u Beogradu u periodu 1888-1962. Hidrometeorološki zavod SR Srbije, Beograd, 1963.

Vesnik hidrometeorološke službe - vanredne vremenske pojave. SHMZ, Beograd.

Weather Modification - Science and Public Policy in Rescource Management. Seattle - London 1969-1970.